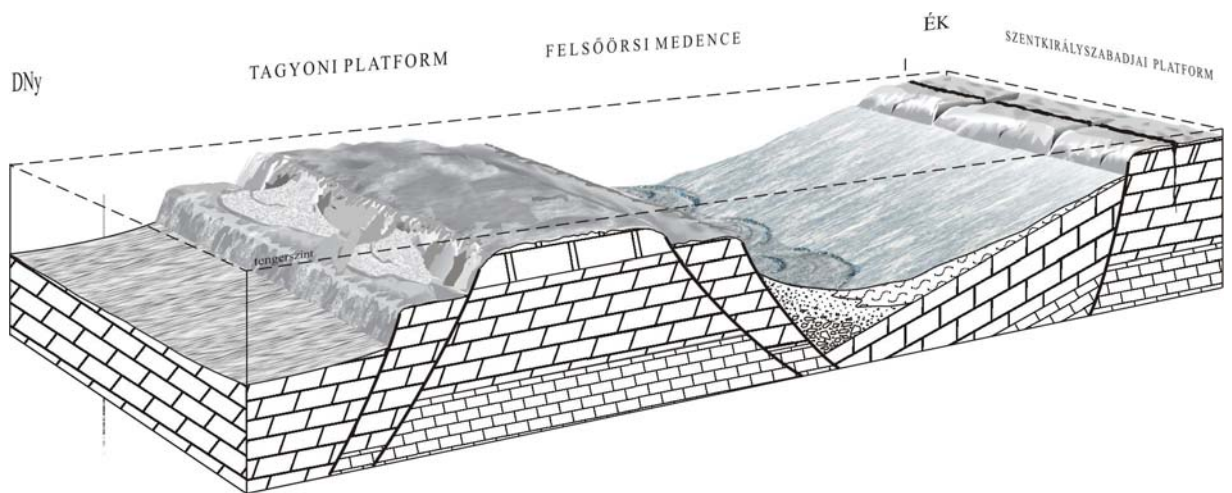


**BUDAI TAMÁS**

**Medencék és platformok kialakulása és fejlődése  
a Bakony középső-triász története során**



**Akadémiai doktori értekezés**

**Budapest, 2006.**

## TARTALOM

Bevezetés.....	3
A fejlődéstörténeti elemzés módszertani alapjai .....	4
Kutatástörténet.....	6
Földtani felépítés .....	10
A Déli-Bakony .....	13
Középső-anisusi platformkarbonátok .....	14
Középső–felső-anisusi medence-fáciesek .....	18
Ladin–alsó-karni medence-fáciesek .....	30
Ladin–alsó-karni platformkarbonátok .....	37
A Keleti-Bakony.....	38
Középső-anisusi platformkarbonátok.....	39
Felső-anisusi–ladin medence-fáciesek .....	39
Felső-anisusi–alsó-karni platformkarbonátok .....	44
A bakonyi medencék és platformok fejlődése a középső-triász során.....	45
Az üledékképződést meghatározó főbb tényezők .....	45
A medencék és platformok kialakulása a középső-anisusiban.....	48
A medencék és platformok fejlődése a késő-anisusiban .....	51
A medencék és platformok fejlődése a kora-ladinban .....	59
A medencék és platformok fejlődése a késő-ladinban és a karni elején .....	63
Összefoglalás.....	67
Irodalom .....	69

## BEVEZETÉS

Dolgozatom megírásával az a célom, hogy összefoglalást adjak a Dunántúli-középhegység középső-triász platformjainak és medencéinek kialakulását és fejlődéstörténetét meghatározó földtani eseményekről — az elmúlt két évtized során keletkezett kutatási eredményeim alapján.

A középső-triász képződmények meglehetősen nagyfokú laterális fácies-változékonyságot mutatnak a Dunántúli-középhegységben. Délnyugaton (a Balaton-felvidéken) medence-fáciesű kifejlődések, míg északkeleten (a Vértes és a Budai-hegység területén) túlnyomó részben platformkarbonátok uralják a rétegsort. A közöttük lévő terület (a Keleti-Bakony és a Veszprémi-fennsík) felépítése átmeneti jellegeket mutat a platform- és medence-területek között. A platformok és a medencék kialakulására és fejlődésükre vonatkozó földtani ismeretek elsősorban a Dunántúli-középhegység DNy-i területén állnak rendelkezésre, ezért a jelen dolgozat a Balaton-felvidéktől a Keleti-Bakonyig terjedő vonulat elemzésére igyekszik összpontosítani. Az elemzés céljából alapvetően fontos adatok sűrűsége ezen a területen belül is lényeges különbségeket mutat, ami elsősorban az egyes részterületek egymástól eltérő feltártságából, valamint a részletesen vizsgált szelvények létéből illetve hiányából ered. A Balaton-felvidék DNy-i részének és a Keleti-Bakonynak az ismeretességi szintje messze elmarad a terület többi részétől, ami a fejlődéstörténeti és ösföldrajzi következtetések megbízhatóságában is kifejeződik.

A disszertáció elején áttekintést adok azokról a kutatási módszerekről és elvekről, amelyek alkalmazásával rekonstruálni lehet az egykori üledékképződési környezeteket. Ezt követően röviden ismertetem azokat a korábbi kutatásokat, amelyek előzményei voltak, illetve alapjául szolgáltak a Bakony középső-triász fejlődéstörténeti rekonstrukciójának. A földtani felépítésről szóló fejezetben a kutatásaim tárgyát képező képződmények jellemzését foglalom össze, különös tekintettel azokra a faciológiai jellegekre, amelyek az üledékképződési modellek felállításához és a fejlődéstörténeti következtetések levonásához alapvető jelentőségűek. Ezt követően kísérlem meg rekonstruálni és időrendbe állítani azokat a földtani eseményeket, amelyek a Bakony platformjainak és medencéinek kialakulását és fejlődését meghatározták a középső-triász során, az anisusi közepétől a karni elejéig terjedő időszakban.

A középső-triász a Tethys fejlődéstörténetének viszonylag mozgalmas korszaka volt, amelynek során intenzív tektonikai események zajlottak, mély tengermedencék és se-

kélytengeri karbonátplatformok alakultak ki, egyes területeken jelentős vulkanizmus kíséretében. Elsősorban a fáciesek változatossága keltette fel tudományos érdeklődésemet a Dunántúli-középhegység középső-triász sorozata iránt, amellyel a Balaton-felvidék részletes földtani térképezése során, majd annak lezárulását követően különböző pályázatok és ösztöndíjak adta keretek között — lényegében az egyetem elvégzése óta — foglalkoztam. Kutatásaim során több munkatársammal dolgoztam együtt a terepen vagy íróasztal mellett, akikkel gondolataimat és ötleteimet megoszthattam, közös publikációk formájában megörökíthettem. Kutatási eredményeim tehát részben annak az együttműködésnek köszönhetőek, amely a triász iránt érdeklődő geológusok között meglehetősen szoros mind hazai, mind nemzetközi vonatkozásban. Hálás vagyok, hogy együtt dolgozhattam Vörös Attilával (Magyar Természettudományi Múzeum), Haas Jánossal (MTA Geológiai Kutatócsoport) és Csillag Gáborral (Magyar Állami Földtani Intézet) a Dunántúli-középhegységben, valamint Piero Gianolla (Ferrara University) és Vittorio De Zanche (Padova University) olasz geológus barátaimmal a Dolomitokban.

## **A FEJLŐDÉSTÖRTÉNETI ELEMZÉS MÓDSZERTANI ALAPJAI**

Az egykori tengermedencék és karbonátplatformok vizsgálata, kialakulásuk értelmezése és fejlődéstörténetük rekonstruálása egy viszonylag összetett kutatási folyamat során végezhető el, amelynek egyes állomásai a következőkben foglalhatók össze:

1. A kutatás kezdeti szakaszában a legfőbb cél az egymástól eltérő kifejlődésű kőzettestek felismerése és lehatárolása. Ennek során meg kell határozni egymáshoz viszonyított térbeli helyzetüket, vastagságviszonyaikat, települési jellegüket, laterális és vertikális kapcsolataikat. Ennek a kutatási fázisnak a legfontosabb eszköze a földtani térképezés, valamint a kulcsfontosságú szelvények részletes és sokoldalú vizsgálata, rétegtani értékelése.

2. A különböző kifejlődésű kőzettestek lehatárolását az egykori üledékképződési környezetek meghatározása követi. Ennek céljából el kell végezni az egyes kifejlődések lito- és biofáciesének vizsgálatát, valamint a felismert (laterális és vertikális) fáciesváltozások elemzését (fosszilis és recens analógiák alkalmazásával).

3. A kutatás utolsó szakaszában a fejlődéstörténet rekonstruálása a cél. Ennek során meg kell határozni az egykori üledékképződési környezet változásainak jellegét és tendenciáit, valamint tisztázni kell az egyes változásokat előidéző okokat (földtörténeti



eseményeket). Ennek a kutatási fázisnak az eszköze a szedimentológiai, a vulkanológiai, a tektonikai és a szekvencia sztratigráfiai elemzés.

A dolgozat szerkezetét a fenti kutatási szakaszok logikai sorrendje határozza meg. A földtani felépítés című fejezet az első két kutatás szakasz során keletkezett ismereteket mutatja be, míg az azt követő fejezet a középső-triász medencék és platformok kialakulását és fejlődését meghatározó főbb ösföldrajzi tényezőket és földtani eseményeket elemzi és foglalja történeti keretbe.

A fejlődéstörténeti rekonstrukciók nélkülözhetetlen alapja megfelelő felbontású geokronológiai skála, amelyben a földtörténeti események elhelyezhetők, időpontjuk illetve időtartamuk és egymáshoz viszonyított sorrendjük meghatározható. Ennek előfeltétele a vizsgálat tárgyát képező képződmények részletes és megbízható bio- és kronosztratigráfiai tagolása. Az elmúlt 20 év során végzett öslénytani és radiometriai kutatások eredményeként a Dunántúli-középhegység középső-triász képződményeinek bio- és kronosztratigráfiai tagolása kellően részletes, és jól korrelálható a nemzetközileg elfogadott rétegtani felosztásokkal. A mezozoos biosztratigráfiai tagolás alapegységeként alkalmazott ammonitesz-zónák (és szubzónák) a Balaton-felvidék medence-fáciesű rétegsorainak tagolásában nagy felbontású és pontos korrelációs eszközt jelentenek (VÖRÖS 1987, 1993, 1998; VÖRÖS, PÁLFY 1989; VÖRÖS et al. 1991, 1996, 2003a,b), akárcsak a radiolaria- és conodonta-zónák (DOSZTÁLY 1993; KOVÁCS 1993a,b; KOVÁCS et al. 1990, 1991, 1994; MÁRTON et al. 1997). A sekélytengeri karbonáttetek biosztratigráfiai tagolásában elsősorban a foraminifera- és Dasycladacea-együttesek vizsgálata nyújt segítséget (ORAVECZNÉ SCHEFFER 1980, 1987; PIROS et al. 2002; PIROS, PRETO 2003; PIROS 2003; BUDAI et al. 2005). Annak ellenére, hogy az alpi régió különböző területein kidolgozott középső-triász biosztratigráfiai felosztások igen jó egyezést mutatnak egymással (VÖRÖS 1993; BRACK, RIEBER 1986, 1993; MIETTO, MANFRIN 1995; VÖRÖS et al. 1996; VÖRÖS 1998), a kronosztratigráfiai skála megalkotásában (elsősorban az anisusi–ladin emelethatár kijelölésében) az évek óta tartó egyeztetések ellenére sem alakult ki konszenzus (VÖRÖS 1995; DE ZANCHE, GIANOLLA 1995; BRACK et al. 2003; MIETTO et al. 2003; VÖRÖS et al. 2003a). A különböző javaslatok között végül — a tudományos viták eldöntésében meglehetősen szokatlan, de a Nemzetközi Rétegtani Bizottság gyakorlatában megszokott módszerként alkalmazott — szavazás döntött 2005-ben. A jelen dolgozatban ennek megfelelően az új hivatalos kronosztratigráfiai felosztást (BRACK et al. 2005) alkalmazom a Balaton-felvidék ammonitesz-zónákon alapuló biosztratigráfiai táblázatán (1. ábra) annak ellenére, hogy

az meglehetősen idegen a mintegy száz évre visszatekintő „hagyományos” és az ahhoz igazodó korábbi magyar felfogástól. A Reitzi Zóna definícióját VÖRÖS (1993, 1998) és VÖRÖS et al. (1996) értelmezése szerint alkalmazom, amely némileg tágabb rétegtani kiterjedésű a későbbi, kompromisszumos javaslatban foglalttól (VÖRÖS et al. 2003a).

Emelet		Ammonitesz Zóna Szubzóna		Dasycladacea Zóna
Karni	juli	Aon		
		Regoledanus		
Ladin	longobárd	Archelaus		
		Gredleri		
	fassai	Curionii		
		Secedensis		
Anisusi	illír	Reitzi	Avisianum	Teutloporella herculea
			Reitzi	D. annulata
			Liepoldti	Diplopora annulatissima
		Trinodosus	Felsocoeersensis	Diplopora annulatissima
			Pseudohungaricum	Physoporella dissita
	pelsói	Balatonicus	Camunum	
			Trinodosus	
			Binodosus	
			Zoldianus	T. peniculiiformis
			Cadonicus	Poncetella hexaster
			Balatonicus	

1. ábra. A Dunántúli-középhegység középső-triász biosztratigráfiai zonációja (VÖRÖS et al. 1996, 2003a,b) a hivatalos anisusi–ladin határ feltüntetésével (BRACK et al. 2003), valamint az anisusi–alsó-ladin dasycladacea-zonációja PIROS (2003) és BUDAI et al. (2005) alapján. Az ammonitesz zonáció jobb oldalán látható jel arra a zónahatárra mutat, amely a két emelet közötti határt a hagyományos értelemben definiálta (VÖRÖS 1998)

## KUTATÁSTÖRTÉNET

Az alábbi fejezetben rövid ismertetés következik a Dunántúli-középhegység és a Déli-Alpok középső-triász kutatásának főbb állomásairól, ezen belül elsősorban a platform- és medence-fáciesű képződmények és a közöttük lévő fácies-kapcsolatok felismeréséről, valamint a földtörténeti elemzések fejlődéséről.

A bakonyi középső-triász kutatásának alapját BÖCKH János (1872) vetette meg, aki először határozta le pontosan, és jellemezte részletesen az egyes térképezési (mai értelemben litosztratigráfiai) egységeket. A dél-alpi nevek (pl. buchensteini rétegek, wengeni rétegek, stb.) általa bevezetett használata azon, a HAUER által már korábban megfogalmazott felismerésen alapult, hogy a Bakony triász képződményei igen szoros hasonlóságot mutatnak az Alpok megfelelő kifejlődéseivel. Már BÖCKH is felismerte a középső-triász összleten belül a Balaton-felvidék és a Keleti-Bakony között mutatkozó lényeges fácies-különbségeket. Leírása szerint a Balaton-felvidéki „fiatalabb kagylómész” (azaz a Felsőörsi Formáció) Veszprémfajsztól ÉK-re hiányzik, és a „tridentinus-mész” (azaz a Buchensteini Formáció) dolomitok között települ a Litétől ÉK felé tartó vonulatban. A Füredi Mész” elterjedéséről megállapította, hogy azt a Megye-hegytől ÉK-re a „lári csoport dolomitja” (Fődolomit), illetve Kádártánál a „felső-márgacsoporthoz” tartozó idősebb dolomit (azaz a Budaörsi–Sédvölgyi Dolomit Formáció) helyettesíti.

A Dunántúli-középhegység platform- és medence-fáciesű középső–felső-triász képződményei közötti kapcsolat korai felismerése sem volt előzmények nélküli. A fácieskapcsolatok értelmezését jelentősen segítették azok az alapvető kutatási eredmények, amelyek a Déli-Alpok területén születtek. RICHTHOFEN (1860) volt az első, aki klasszikus monográfiájában a Dolomitok karbonát-felépítményeit korall-zátony eredetűnek vélte. MOJSISOVICS (1879) később részletesen jellemezte és szelvényrajzain ábrázolta a nagyvastagságú karbonát-testek és a medence-fáciesű, illetve vulkáni képződmények összefogazódását.

LACZKÓ (1911) a Veszprém környékéről írt monográfiájában pontosította Böckh megállapításait. Megállapította, hogy a ladin rétegsoron belül a „reitzi- és a tridentinus-mész” (azaz a Vászolyi és a Buchensteini Formáció) szintjében egyaránt települ dolomit a Veszprémi-fennsíkon. A Füredi Mész” helyi kifejlődéseként általa definiált „berekhegyi mész” fedőjében konkordánsan települő dolomitot a „raibli dolomitok” (azaz a mai besorolás szerinti Budaörsi–Sédvölgyi Dolomit Formáció) csoportjába sorolta.

TAEGER (1913) az Iszka-hegy és a Balaton-felvidék középső–felső-triász sorozata közötti fácies-eltérést ismerte fel és jellemezte. Megállapítása szerint az Iszka-hegy középső–felső-triász rétegsorát túlnyomó részben tömeges dolomit alkotja, amely megfelel a Balaton-felvidék azzal egykorú „wengeni–cassiani–raibli” márga és mész”

összletének (a mai értelemben vett Füredi Mészke, Veszprémi Márga és Sándorhegyi Mészke Formációnak együttvéve).

LÓCZY (1913) ismerte fel elsőként, hogy a Balaton-felvidék középső részén a „kagylós-mész és a buchensteini rétegeknek fehér mészkőfáciesze” (azaz a Tagyoni Mészke, illetve a „vászolyi mészkő”) helyettesíti heteropikusan a „tulajdonképpen kagylós mészkövet” (azaz a Felsőörsi Formációt) és a „buchensteini rétegeket” (azaz a Vászolyi Formációt).

A Balaton-felvidék és a Vértes egymástól eltérő fáciesű középső- és felső-triász ki-fejlődései közötti heteropikus kapcsolatra ORAVECZ, VÉGHÉ (1961) és ORAVECZ (1963) hívta fel a figyelmet.

A Dolomitok területén a platformok részletes szedimentológiai vizsgálata és a környező medencékkel való ösföldrajzi kapcsolataik elemzése az 1960-as évek során vett új lendületet. LEONARDI (1967) ábrázolásai már tükrözik a különböző felépítésű platformok geometriai jellegeit és azok lehetséges kontaktusait az egyidős medenceüledékekkel. Az 1970-es években szinte folyamatos fejlődést mutat a középső-triász platformkarbonátok és medence-fáciesű üledékek modern szedimentológiai vizsgálata, a platformok és a környező medencék felépítésének elemzése és kialakulásuk értelmezése (BOSELLINI, ROSSI 1974; ASSERETO et al. 1977, GAETANI et al. 1981). Ugyancsak a 70-es évek végétől jelent meg az alpi szakirodalomban a szinszediment tektonika és a vulkanizmus szerepének hangsúlyozása a középső-triász platformok és medencék kialakulásában és fejlődésében (BECHSTÄDT et al. 1978; FARABEGOLI, GUASTI 1980; BLENDINGER 1983, 1985, BRANDNER 1984; DOGLIONI 1984, 1988, DE ZANCHE, FARABEGOLI 1988).

A Dunántúli-középhegység középső-triász képződményeinek kutatása a 80-as évek első felében még alapvetően a rétegtani problémák megoldására irányult. RAINCSÁK (1980) a Keleti-Bakony középső-triász képződményeiről több új ismeretet is közölt (ezek közül is kiemelendő az Inota környéki vulkanoklasztit rétegsor ismertetése), ki-zárttnak tartotta ugyanakkor a nagy vastagságú ladin platformkarbonátok és a jelentősen vékonyabb medence-fáciesű képződmények heteropikus kapcsolatát. BALOGH (1981) és BALOGH et al. (1983) megállapította az anisusi és a ladin sekélytengeri karbonátok és a medence-fáciesű kifejlődések heteropikus kapcsolatát, valamint vastagságuk laterális változási tendenciát a Déli-Bakony csapása mentén, fejlődéstörténeti következtetéseket ezzel kapcsolatban azonban nem közölt.

A Dunántúli-középhegység „kidtolódási modelljén” (MAJOROS 1980, KÁZMÉR, KOVÁCS 1985) alapult az a kutatási koncepció, amely szerint a Bakony közvetlen ösföldrajzi kapcsolatban volt a Déli- és az Északi-Alpokkal. Ez szolgált alapjául azoknak a rétegtani korrelációs kutatásoknak, amelyek során többek között a Bakony triász képződményeit is részletes elemzésnek vetették alá és hasonlították össze a lényegesen jobban feltárt dél-alpi területek megfelelő kifejlődéseivel (BROGLIO-LORIGA et al. 1990; BUDAI 1992; HAAS, BUDAI 1995, stb.).

A szinszediment tektonika és a vulkanizmus szerepének felismerése és jelentőségének hangsúlyozása a dunántúli-középhegységi középső-triász medencék és platformok kialakulásában és fejlődésében a 80-as évek közepétől követhető a szakirodalomban. GALÁ CZ et al. (1985) és VÖRÖS et al. (1990) elsősorban hazai irodalmi adatok és alpi analógiák alapján, később BUDAI, VÖRÖS (1992, 1993b) a Balaton-felvidék részletes térképezése során felismert fácies-változások, valamint jellegzetes üledékek és üledék-szerkezetek értékelése alapján vont le következtetéseket az extenziós blokktektonikának és az azt követő vulkanizmusnak a középső-triász fejlődéstörténetet meghatározó szerepéről.

A különböző üledékképződési környezetek kialakulását és fejlődését, valamint a képződött üledékek jellegét és mennyiségét meghatározó tényezők vizsgálatában jelentős szemléletváltást eredményezett a szekvencia sztratigráfia rohamos elterjedése a karbonátos üledékképződési rendszerek vizsgálatában is (KENDALL, SCHLAGER 1981; SARG 1988; HAQ et al. 1988, HAQ 1991, SCHLAGER 1992, 1999, 2005). A dél-alpi triász kutatásában ennek az irányzatnak az előfutára BOSELLINI (1984) volt, aki a Dolomitok platformjainak kiterjedését (progradációját) befolyásoló tényezők elemzésében először alkalmazott szekvencia sztratigráfiai fogalmakat. A platformok fejlődését tekintve alapvető információkat hordozó geometriai jellegek és a platformtestek különböző részeire jellemző rétegzettségi típusok leírása, a platformlejtő és a lejtőláb medenceüledékekkel való lehetséges kapcsolatainak jellemzése azóta is alapjául szolgál valamennyi szekvencia sztratigráfiai szemléletű feldolgozásnak mind a Déli-Alpok (BOSELLINI 1991; BOSELLINI, NERI 1991; BOSELLINI, STEFANI 1991; BRANDNER 1991; YOSE 1991; DE ZANCHE et al. 1993, 1995; RÜFFER, ZÜHLKE 1995; BOSELLINI et al. 1996a,b; GAETANI et al. 1998; GIANOLLA et al. 1998; MAURER 2000), mind a Dunántúli-középhegység vonatkozásában (BUDAI, HAAS 1997; HAAS, BUDAI 1995, 1999; HAAS et al. 2000, 2002; BUDAI et al. 2001a,b; BUDAI 2003). Szekvencia-sztratigráfiai elemzések a Germán-medence területén is születtek, amelyek segítségével értelmezhetőbbé vált a Tethys és a

germán beltenger fejlődése közötti kapcsolat a középső-triász során (AIGNER, BACHMANN 1992; BRACK ET AL. 1999; SZULC 2000; VECSEI, DURINGER, 2003).

Az utóbbi másfél évtized során rohamos fejlődés tapasztalható a triász platformok fejlődését részleteiben vizsgáló ciklus-sztratigráfia (GOLDHAMMER et al. 1987, 1990; BRACK et al. 1996; MUNDIL et al. 2003; ZÜHLKE et al. 2003, stb.); valamint a karbonátok fácies-analízise és szedimentológiája területén is (FOIS, 1982; FOIS, GAETANI 1981, 1984; BLENDINGER et al. 1984; BLENDINGER, BLENDINGER 1989; SENOWBARI-DARYAN et al. 1993; RÜFFER, ZAMPARELLI 1997; EGENHOFF et al. 1999; EMMERICH et al. 2005; MAURER 2003; MAURER, SCHLAGER 2003, stb.).

Külön érdemes említeni a Déli-Alpok és a Dunántúli-középhegység középső-triász vulkanizmusával foglalkozó szakirodalmat. A Déli-Alpokban (főként a Dolomitokban) a középső-triász vulkanitok igen jelentős vastagságot és területi elterjedést érnek el, különösen a felső-ladin lávaközetek, valamint az azok felszíni lepusztulásából származó wengeni vulkanoklasztitok. A dél-alpi szakirodalom ezért meglehetősen bőségesen foglalkozik a középső-triász vulkanizmussal, részben litológiai és szedimentológiai, részben szerkezetfejlődési és lemeztektonikai vonatkozásban (BECHSTÄDT et al. 1978; CASTELLARIN et al. 1980, 1981, 1985, 1988; PISA et al. 1980; GARZANTI 1985; SLOMAN 1989; BOSELLINI et al. 1996a; ARMIENTI et al. 2003, stb.). A Dunántúli-középhegység földtani felépítésében a középső-triász vulkanitok jelentősége meglehetősen alárendelt: a piroklasztikumok mállottak, a telérközetek elterjedése és vastagsága csekély, lávaközetek pedig csak fiatalabb üledékekbe áthalmazottan ismertek. Ez lehet az oka annak, hogy a magyar szakirodalom igen kevésbé bővelkedik a középső-triász vulkanizmussal foglalkozó tanulmányokban (SZABÓ I., RAVASZ 1970; RAVASZ 1973; CROS, SZABÓ I. 1984; KUBOVICS 1985; HORVÁTH, TARI 1987; HORVÁTH I., PEREGI in BENCE et al. 1990; BUDAI, VÖRÖS 1993b; HARANGI et al. 1996; BUDAI et al. 2004, 2005).

## FÖLDTANI FELÉPÍTÉS

A Bakony középső-triász képződményei a hegység DK-i peremén bukkannak felszínre, amelynek DNy–ÉK-i csapása mentén végig nyomozhatók kisebb-nagyobb megszakadásokkal a Tapolcai-medencétől a Móri-árokig (2. ábra). A középhegységi szink-

linális ÉNy-i szárnyán ugyancsak a felszín közelébe kerülnek, ahol több mélyfúrás rétegsorában váltak ismertté az Északi-Bakonyban és annak előterében.

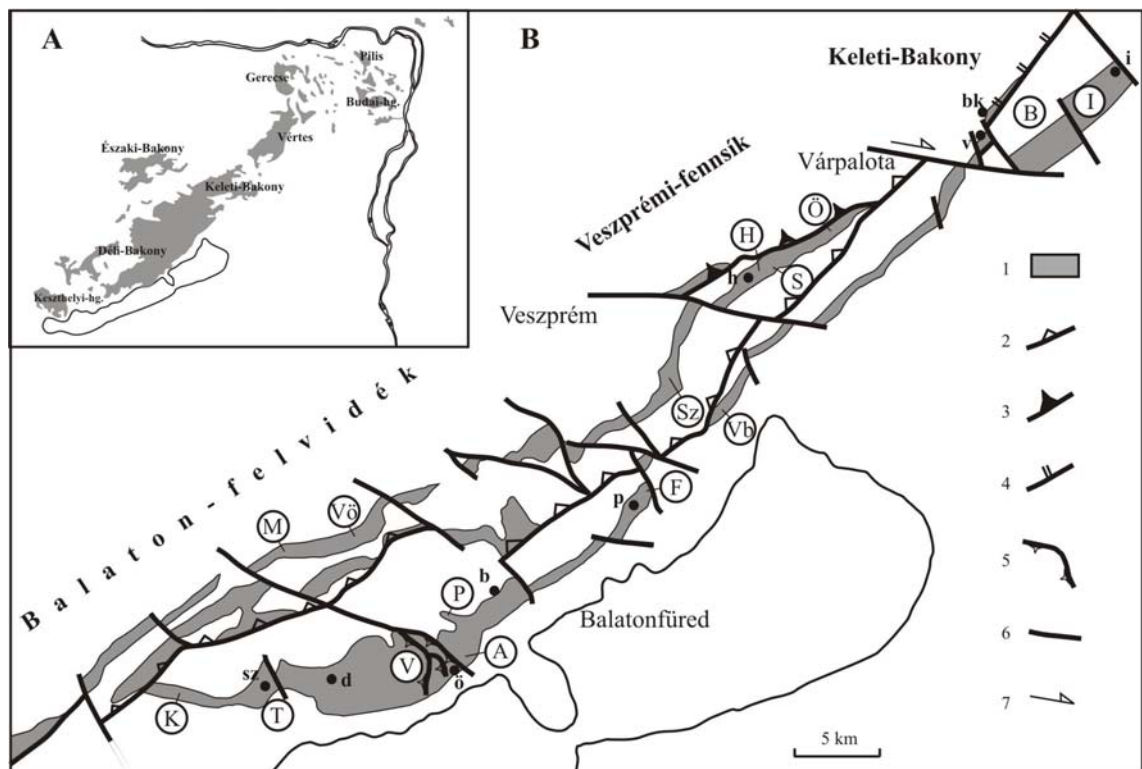
A földtani felépítésről szóló fejezet azoknak a képződményeknek a jellemzését foglalja össze (3. és 19. ábra), amelyek a középső-anisusi medencék és platformok kialakulásától a karni medencék és platformok kialakulásáig eltelt időszakban keletkeztek a Bakony területén.

A középső-triász képződmények kifejlődését tekintve a Déli- és a Keleti-Bakony jelentősen eltér egymástól, ezért a két terület földtani felépítését egymástól elkülönítve mutatom be<sup>1</sup>.

A középső-triász litosztratigráfiai egységek litológiai, őslénytani és rétegtani, valamint faciológiai és szedimentológiai részletes jellemzése korábbi publikációkban részben megtalálható (BUDAI 1988, 1989, 1991, 1992, 1993; BUDAI, CSILLAG 1998; BUDAI, DOSZTÁLY 1990; BUDAI, HAAS 1997; BUDAI, VÖRÖS 1988, 1989, 1991, 1992; 1993a–b, 2003a–b, BUDAI et al. 1991, 1993, 1999, 2001a–b; GÓCZÁN, ORAVECZ-SCHEFFER 1993; HAAS 1993; HAAS, BUDAI 1999, 2004, HAAS et al. 1986, 2000, KÖRÖS 1998; KÖVÁCS 1993a–b, KÖVÁCS et al. 1990, 1991, 1994, MONOSTORI 1995; ORAVECZNÉ 1980, 1987; PÁLFY 1986, 1991, 1992, 1994, 2003; PIROS 2003; SZABÓ 1972, 1990, SZABÓ, RAVASZ 1970; SZABÓ et al. 1980; SZENTE, VÖRÖS 2003; VÖRÖS 1987, 1992, 1993, 1995, 1996, 1998, 2001, 2002, 2003; VÖRÖS, BUDAI 1993a–b; VÖRÖS, PÁLFY 1989, 2002; VÖRÖS et al. 1991, 1996, 1997, 2003a,b). A képződmények jellemzésénél ezért elsősorban azokat a faciológiai bélyegeket emelem ki, amelyek a későbbi öskörnyezeti és fejlődéstörténeti elemzések szempontjából meghatározók, különös figyelmet fordítva a megfelelő alpi képződményekkel történő korreláció lehetőségére.

---

<sup>1</sup> A disszertációban a Balaton-felvidéket és a Veszprémi-fennsíkot a Déli-Bakony részeként, a Keleti-Bakonyt pedig önállóan (tehát nem az Északi-Bakony részeként) tárgyalom. Ez a tagolás földtani megfontolást tükröz és eltér a tájegységek földrajzi besorolásától.



2. ábra. A triász képződmények felszíni elterjedése a Dunántúli-középhegységben (A), és a középső-triász képződmények felszíni elterjedése Bakony DK-i szárnyán (B) a fontosabb felszíni feltárások és a rétegsort harántolt fúrások feltüntetésével. Jelmagyarázat: 1. a középső-triász képződmények felszíni elterjedése; 2. Litéri-feltolódás; 3. Hajmáskéri-feltolódás; 4. Bakonykúti-feltolódás; 5. haránt irányú feltolódás; 6. vető, 7. csapásmenti elmozdulás a Telegdi-Roth-vonal mentén. A feltárások és fúrások jele: A – Aszófő (Farkókő); B – Baglyas; F – Felsőörs (Forrás-hegy); H – Hajmáskér (Berek-hegy); I – Iszka-hegy; K – Köveskál (Horog-hegy); L – Litér (murvabánya); M – Mencshely, Cser-tető; P – Pécsely (Meggy-hegy); Ö – Öskü; S – Soly (Ör-hegy); Sz – Szentkirályszabadja (repülőtéri kőfejtő); T – Tagyon; V – Vászoly (Öreg-hegy, Nagy-Vár-tető); Vb – Vörösberény (Megye-hegy); Vö – Vöröstó, Akol-domb; b – Balatonfüred Bfü-1; bk – Bakonykúti But-2; d – Dörgicse Drt-1; h – Hajmáskér Hmt-3; i – Iszkaszentgyörgy Iszkt-1; p – Paloznak Pat-1; sz – Szentantalfa Szaf-1; v – Várpalota Vpt-3



## *A Déli-Bakony*

A dél-bakonyi középső-triász képződmények fácies-eloszlásának jellemzője (3. ábra) a pelsoi platformkarbonátok szigetszerű elterjedése Balaton-felvidék középső részén, és jelentősebb kiterjedésű platformot alkotva a Veszprémi-fennsíkon;

a pelsoi–illír hemipelágikus medenceüledékek félárok-jellegű elterjedése;

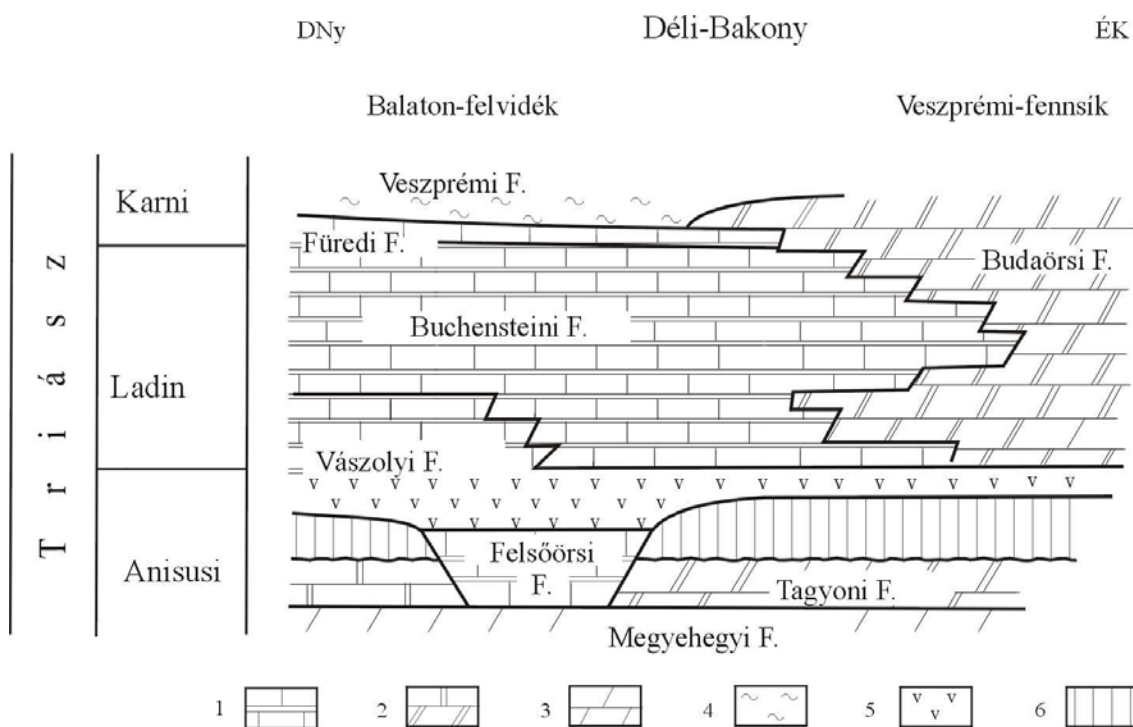
a felső-illír medence-fáciesek éles települési határa a pelsoi platformkarbonátok felett, jelentős üledékhézaggal;

a felső-illír vulkanoszedimentek általános elterjedése és átülepített jellege;

a ladin pelágikus karbonátok kondenzált jellege a medenceterületeken és változatos ki-fejlődése a pelsoi platformok felett;

a ladin platformkarbonát-testek megjelenése a Veszprémi-fennsíkon;

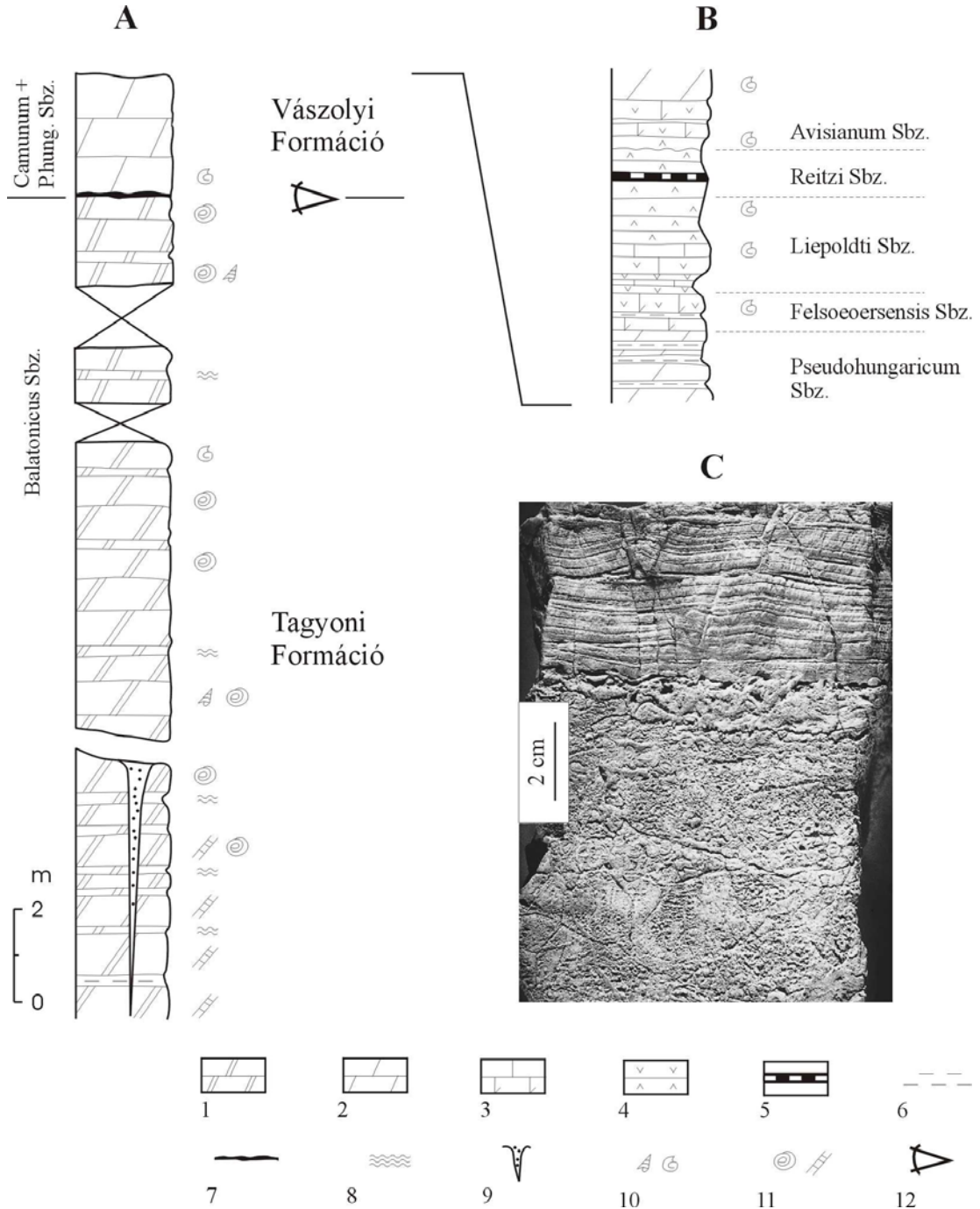
az alsó-karni karbonát-turbiditokkal végleg feltöltődött középső-triász medencék területén és a platformkarbonátok térhódítása a medenceperemeken.



3. ábra. A Déli-Bakony középső-triász képződményeinek litosztratigráfiai tagolása (HAAS, BUDAI 1999 alapján). Jelmagyarázat: 1. medence-fáciesű mészkövek; 2. platform-fáciesű karbonátok; 3. rámpa-fáciesű karbonátok; 4. márga; 5. vulkanitok; 6. üledékhézag

## Középső-anisusi platformkarbonátok

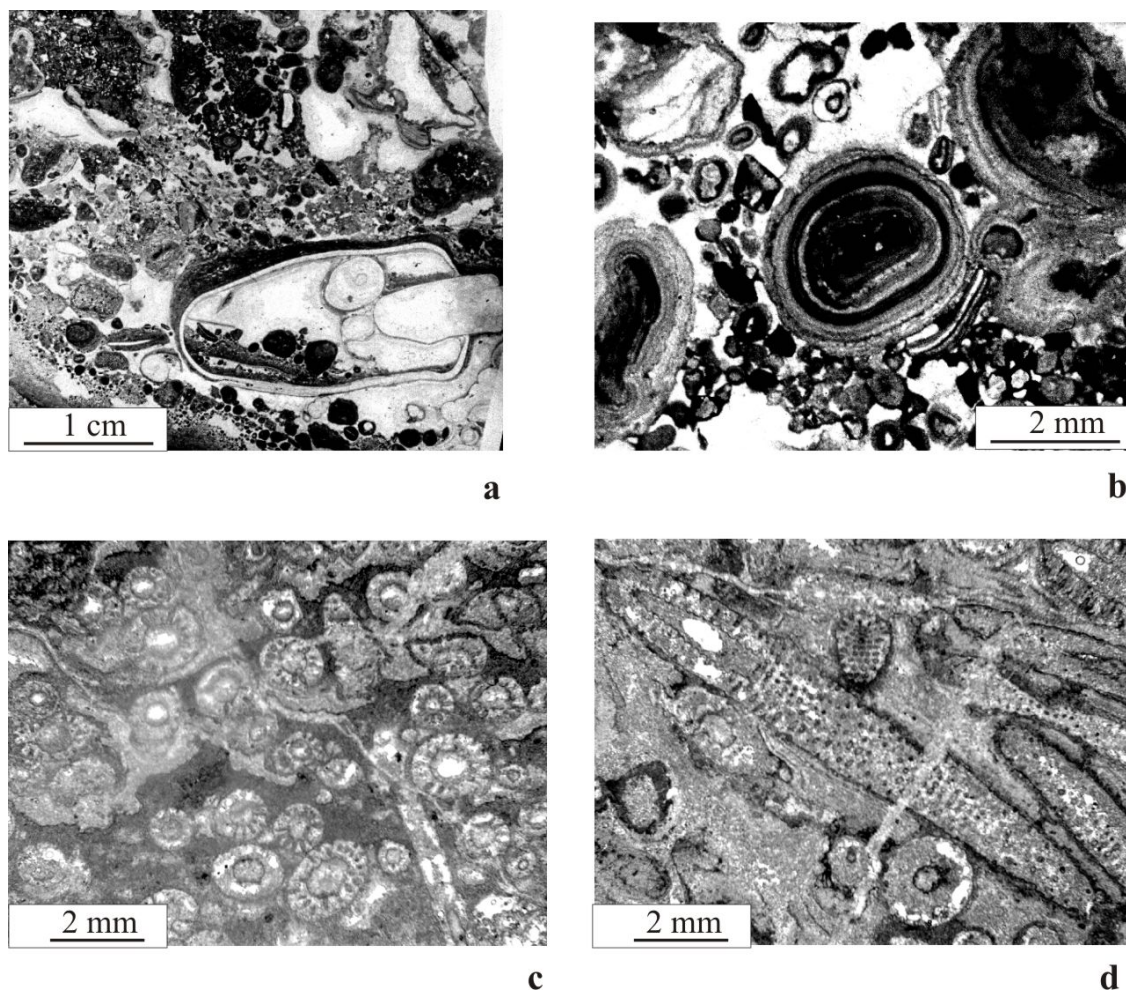
### Tagyoni Formáció



4. ábra. A Tagyoni Formáció felső szakaszának és a fölötté települő Vászolyi Formációnak a rétegsora a szentkirályszabadjai katonai repülőtér köfajtójában (A) és a mellette lévő kutató-árok (B) szelvényében (BUDAI et al. 2001a, BUDAI, VÖRÖS in prep.), valamint a Tagyoni Formáció sztromatolit-fáciesének jellegzetes teepee-szerkezete (C). Jelmagyarázat: 1. Lofer-ciklusos platform-fáciesű dolomit; 2. dolomitósodott medence-fáciesű mészkő; 3. medence-fáciesű mészkő, tufás mészkő; 4. tufa, tufit; 5. kovás laminit; 6. agyag, agyagosodott vulkanit; 7. paleotalaj; 8. sztromatolit; 9. neptuni telér; 10. gastropodák, ammonitesek; 11. onkoidok, dasycladaceák; 12. a 6. ábrán szereplő szelvénytáblázat

A Balaton-felvidék középső részén (Szentantalfa és Aszófő között), valamint a Veszprémi-fennsíkon (Szentkirályszabadjától ÉK felé) és a Keleti-Bakonyban (Iszka-hegy) az anisusi emelet középső részét ciklusos felépítésű, platform-fáciesű karbonátösszlet képviseli (4. ábra).

A szubtidális fáciesű padok (a lofer-ciklus C-tagjainak) mikrofáciese általában dasycladaceás és mikroonkoidos grainstone/packstone (5. ábra), egyes szintekben jelentős mennyiségű kagyló és csiga (szórványosan ammonitesz) töredékkel (5. ábra, a). Az árapályövi sztromatolitra a teepee-szerkezet (4. ábra, c), valamint fenesztrális peloidos mikrofácies jellemző, emellett — elsősorban a peremi területeken — a vadózus diagenézis jellegeit mutató pizoidos–peloidos caliche típusú karbonátkérgekkel (5. ábra, b).



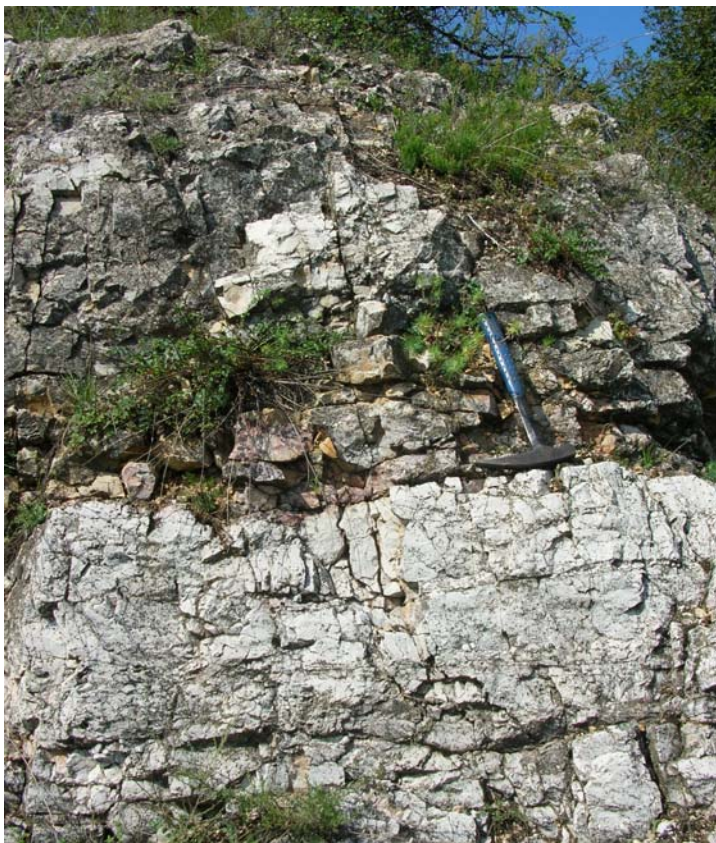
5. ábra A Tagyoni Formáció jellegzetes fácies-típusai (a–b) a szentkirályszabadjai kőfejtőben, és dasycladacea-flórája (c–d) a sólyi Őr-hegy bevágásában: a – bekérgezett ammonitesz onkopátitban; b – vadózus pizoidok finomszemcsés mikroonkoidos mátrixban; c – *Physoporella pauciforata pauciforata*, *Poncetella hexaster*; d – *Physoporella pauciforata pauciforata*



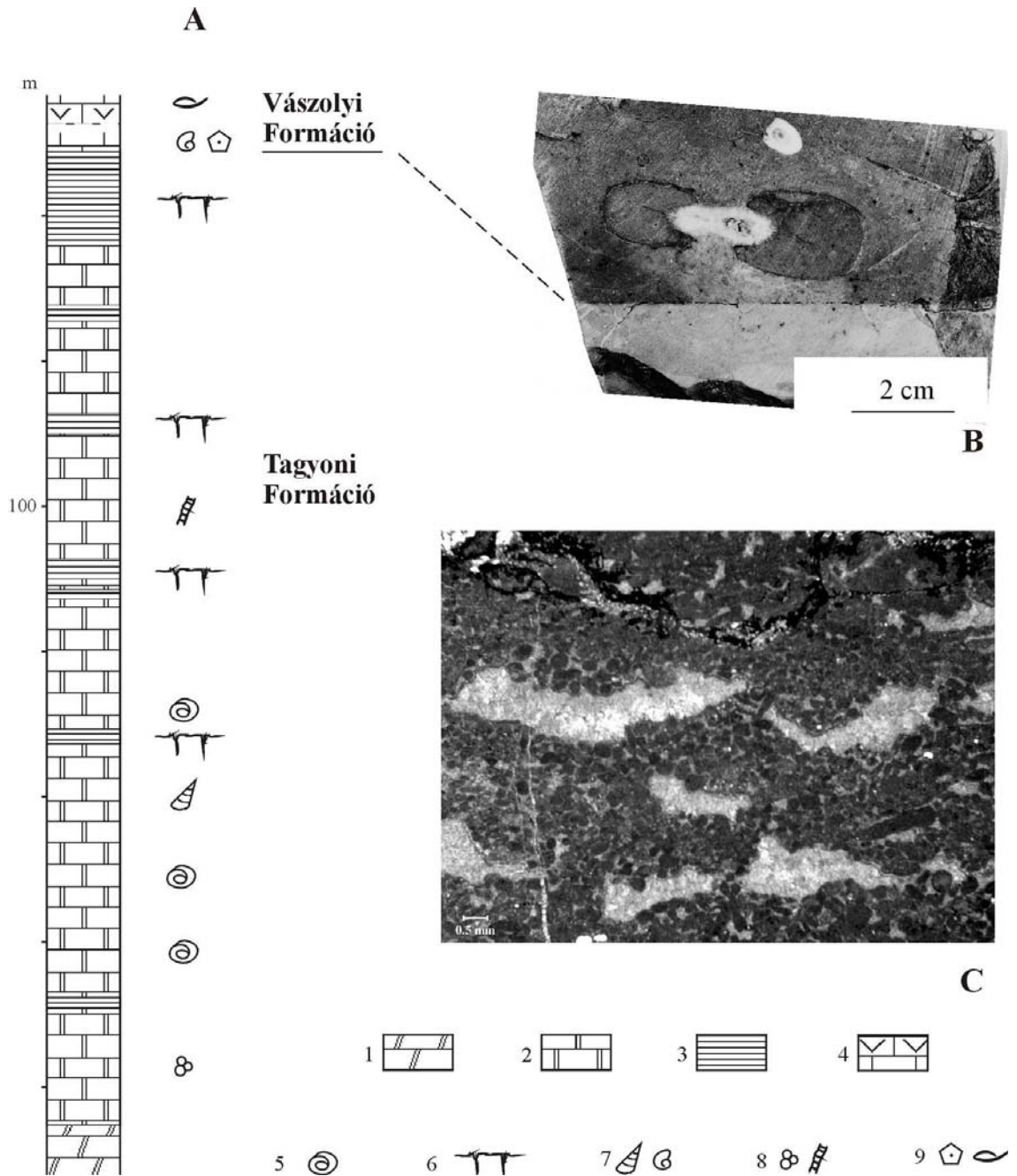
A képződmény ősmaradvány-együttesét uralkodóan zöldalgák (*Physoporella* div. sp., *Oligoporella*, *Teutloporella*) és foraminiferák (*Glomospira* div. sp., *Glomospirella*, *Trochammina*, *Earlandinita* div. sp., *Endothyranella*, *Meandrospira*, *Diploremmina*) uralják, emellett osztrakódák és echinodermata töredékek, valamint szórványosan szivacs- és korall-maradványok fordulnak benne elő. A formáció a szentkirályszabadjai kőfejtőben talált *Balatonites balatonicus* és a jellegzetes Dasycladacea-flóra (5. ábra) alapján a pelsoi alemeletbe tartozik.

A Tagyoni Formáció folyamatosan fejlődik ki a karbonátos rámpa-fáciesű Megyehegyi Dolomitból. Fedőjét éles települési határral a medence-fáciesű Vászolyi Formáció bázisrétegét képező krinoideás, ammoniteszes mészkő alkotja a Balaton felvidéki elterjedési terület DNy-i részén, illetve annak dolomitosodott változata a Veszprémi-fennsíkon (4., 6. és 7. ábra). Megjegyzendő azonban, hogy a Balaton-felvidéki elterjedési területének ÉK-i részén (pl. a vászolyi Öreg-hegyen) a dolomitosodott litológiájú Tagyoni Formáció felett vékonyréteges–lemezes tufaközös dolomit rétegsoron keresztül, folyamatosan fejlődik ki a fedő Vászolyi Formáció.

A formációt harántolt Dörgicse Drt–1 fúrásban a sztromatolit rétegek (B tagok) dominanciája a Lofer-ciklusos rétegsorban felfelé növekszik (7. ábra).



6. ábra A Tagyoni Formációra éles határral települő Vászolyi Formáció a szentkirályszabadjai repülőtéren



7. ábra. A Tagyoni Mészkő ciklusos rétegsora (A) a Dörgicse Drt-1 fúrásban (BUDAI et al. 1993, VÖRÖS et al. 2003b); a Tagyoni Mészkőre éles határral települő Vászolyi Formáció ammoniteszes mészkőve (B) a szentantalfai kutatóárokban (BUDAI, VÖRÖS 1992); a Tagyoni Mészkő lemezes elválású B-tagjának madárszemes mikrofáciése (C), Szentantalfa, Balázstető. Jelmagyarázat: 1. platform-fáciesű dolomit; 2–3. Lofer-ciklusos platform-fáciesű mészkő; 2. szubtidális C-tag; 3. sztromatolit; 4. tufás, medence-fáciesű mészkő; 5. onkoidok; 6. száradási repedések; 7. csigák, ammoniteszek; 8. foraminiferák, dasycladaceák; 9. krinoidea töredékek, brachiopodák

A Tagyoni Formáció alsó szakasza a Balaton-felvidék középső részén jelentős területeken különböző vastagságban, a Veszprémi-fennsíkon és a Keleti-Bakonyban pedig teljes vastagságában dolomitosodott<sup>2</sup>. A formáció platformkarbonát rétegsorának felső, mészkő kifejlődésű szakasza a Balaton-felvidék központi részén 60–80 m vastagságúra tehető, a formáció összvastagsága azonban mintegy 250 m lehet. Heteropikus medence-fáciesű kifejlődése a Balaton-felvidéken a Felsőörsi Mészkő.

A Tagyoni Formáció elterjedése alapján tehát egy kisebb pelsoi szigetplatform rajzolódik ki a Balaton-felvidék középső részén, míg egy jelentősen nagyobb kiterjedésű nyomozható a Veszprémi-fennsíkon. A Tagyoni Formáció dolomitos kifejlődése kisebb területen a Balaton-felvidéknek a Litéri-vonaltól É-ra lévő pikkelyében is ismert (BUDAI, CSILLAG 1998), ahol a vöröstói Akol-dombon pados, algás platform-fáciesű dolomitra települ a Vászolyi Formáció (11. ábra).

A Tagyoni Formáció dél-alpi megfelelője a Dolomitok Felső Serla Formációja, illetve a lombardiai Dosso dei Morti (UNLAND 1975) és a Camorelli Mészkő (GAETANI, GORZA 1989). Kelet-alpi rokon kifejlődése a Steinalmi Mészkő (BUDAI 1992, BUDAI et al. 1993).

## **Középső–felső-anisusi medence-fáciesek**

### ***Felsőörsi Mészkő Formáció***

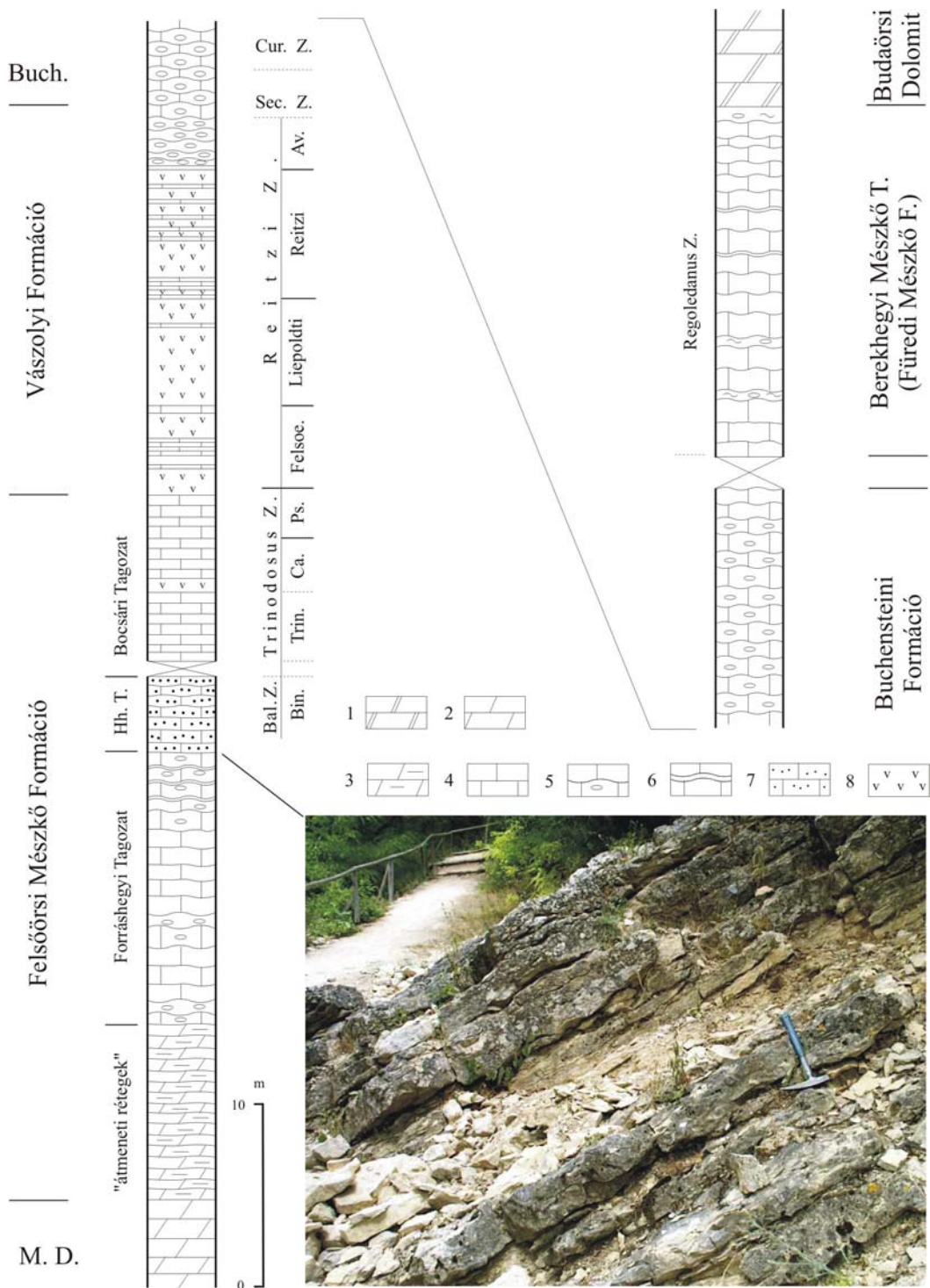
A Balaton-felvidék DNy-i részén (Monoszlótól Szentbékálláig), valamint Aszófőtől ÉK felé a Megye-hegyig medence-fáciesű mészkő és márga képviseli az anisusi emelet középső (pelsoi) és felső (illír) szakaszát. Rétegtani terjedelme a felső-bithyniai Ottonis Szubzóna felső szakaszától (8. ábra) a felső-illír Pseudohungaricum Szubzóna tetejéig terjed (VÖRÖS et al. 2003a,b).

A Felsőörsi Mészkő vastagsága és litofáciese a Balaton-felvidéki elterjedési területen meglehetősen változatos képet mutat. A formáción belül három litofácies (tagozat) különíthető el (8. ábra), amelyek egymással részben heteropikusak is lehetnek (BUDAI 1993; BUDAI et al. 1999).

---

<sup>2</sup> A dolomit litológia miatt ezeken a területeken korábban a Megyehegyi Dolomitba sorolták a platformkarbonátokat. A Megyehegyi Dolomit rámpa-fáciesének és a Tagyoni Formáció platform-fáciesének szedimentológiai és öskörnyezeti megfontolásokon alapuló elhatárolását VÖRÖS et al. (1997) definiálta.





8. ábra. A Felsőörsi Mész

- Forráshegyi Tagozat: gumós, tűzköves, márgaközös, flázeresen rétegzett, pados mészkő;
- Bocsári Tagozat: sötétszürke, jól rétegzett, lemezes, bitumenes mészkő (9. ábra) és mészmárga, egyes szintekben ammoniteszekkel (*Acrochordiceras*, *Asseretoceras*, *Balatonites*, *Beyrichites*, *Bulogites*, *Discoptychites*, *Flexoptychites*, *Lardaroceras*, *Longobardites*, *Megaceratites*, *Norites*, *Paraceratites*, *Proavites*, *Ptychites*, *Semiornites*, *Schreyerites* stb.), nautiloideákkal (*Anoploceras*, *Encoiloceras*, *Germanonautilus*, *Pleuromutilus*, stb.), valamint „pszeudoplankton” kagylók (*Posidonia*, *Daonella*) helyenként tömeges megjelenésével, illetve különböző élethelyzethez alkalmazkodott kagylókkal (*Paleoneilo*, *Cassianella*, *Bakevellia*, *Plagiostoma*, *Entolium*, *Solemya*, stb.) (VÖRÖS 1987; TATZREITER, VÖRÖS 1991; VÖRÖS 2001, 2003; VÖRÖS, PÁLFY 2002; SZENTE, VÖRÖS 2003);
- Horoghegyi Tagozat: rosszul rétegzett mészkő, közetalkotó mennyiségben dúsuló, magas diverzitású brachiopoda-faunával (*Angustothyris*, *Coenothyris*, *Mentzelia*, *Koeveskallina*, *Schwagerispira*, *Tetractinella*, *Volirhynchia*, stb.) és krinoidea (*Dadocrinus*, *Encrinus*) vázelemekkel (PÁLFY 1986, 1991, 2003).



9. ábra. A Felsőörsi Mészkő bitumenes laminit kifejlődése (Bocsári Tagozat) az aszófői alapszelvényben



A Forráshegyi Tagozatra a szivacsstűs wackestone mikrofaciés jellemző (ritkábban mudstone, illetve bioklasztos packstone is előfordul). Nagyobb vastagságban a pelsoi platformok felé fokozatosan sekélyülő területeken fejlődött ki (pl. Felsőörsön és a Megye-hegyen), míg a formáció jelentős vastagságával jellemzett medenceterületeken (pl. Aszófő–Balatonfüred térségében) alárendelt.

A Bocsári Tagozat jellemző mikrofaciése a vékonyhájú kagylók váztöredékeinek tömegét tartalmazó „filamentumos” wackestone. Elterjedésére és vastagságának laterális változására jellemző, hogy az anisusi medencék depocentrumában (Aszófő–Balatonfüred) szinte egyedüli kifejlődésben képviseli a formációt, itt vastagsága meghaladja a 100 m-t.

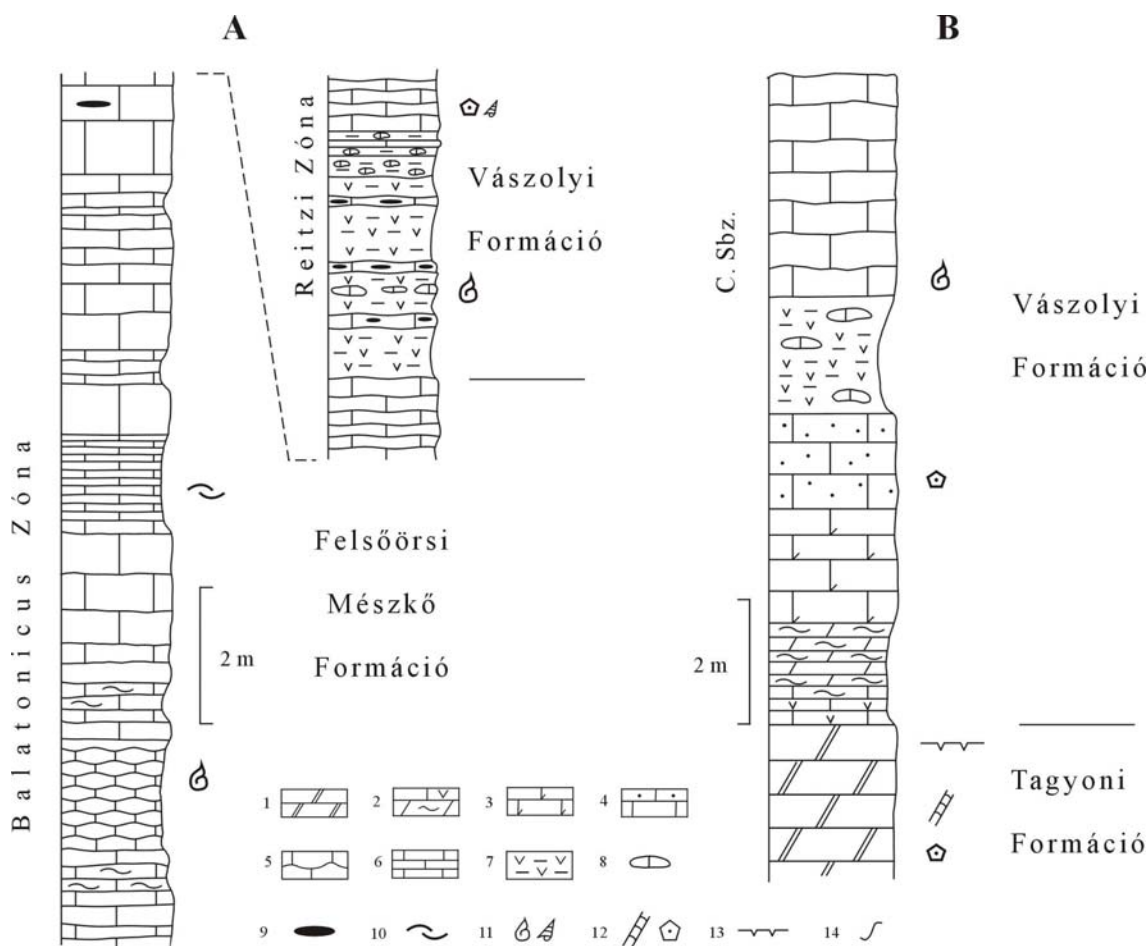
A Horoghegyi Tagozat uralkodó mikrofaciése bioklasztos packstone vagy grainstone (ritkábban wackestone). Az aszófői szelvényben jelentős mennyiségű átülepített litoklasztot (10. ábra) és mikroonkoidot, a horoghegyi szelvényben plasztoklasztokat tartalmaz. Elterjedési területe általában a pelsoi platformok közvetlen környékére korlátozódik (köveskáli Horog-hegy, aszófői Farkó-kő, vörösberényi Megye-hegy), vastagsága nem haladja meg a 4-5 m-t.



10. ábra. A Felsőörsi Mészkő litoklasztokat tartalmazó lejtő-fáciése az aszófői alapszelvényben

A Felsőörsi Formáció vastagsága a Balaton-felvidék déli pikkelyén belül tehát jelentős laterális változást mutat. A Balaton-felvidék központi pelsoi platformjának közvetlen ÉK-i szomszédságában elérheti a 150 m-t is (Aszófő). Innen ÉK felé vastagsága fokozatosan csökken: Balatonfüreden 80–90 m, Felsőörsön 35–40 m, a Megye-hegyen 20 m, és innen Balatonfűzfőig teljesen kiemelkedik. A részletesen vizsgált szelvények alapján a formáció pelsoi szakasza nagyjából egyenletes (mintegy 15–25 m) vastagságban fejlődött ki a Balaton-felvidéken, a laterális vastagságváltozás tehát a formáció illír szakaszára jellemző (BUDAI, VÖRÖS 2003a).

A Balaton-felvidék északi pikkelyében a Felsőörsi Mészkő általános elterjedésű, leszámítva a Vöröstó környéki kisebb platform területét (11. ábra). Ebben a vonulatban



11. ábra. A Balaton-felvidék északi pikkelyének pelsoi medence- és platform-fáciesű kifejlődése a mencshelyi Cser-tető (A) és a vöröstói Akol-domb (B) szelvényében (A: VÖRÖS 1998, VÖRÖS et al. 2003b; B: BUDAI, CSILLAG 1998 alapján). Jelmagyarázat: 1. platform-fáciesű dolomit; 2. medence-fáciesű dolomit; 3. pados dolomit; 4. mészkő, krinoideás mészkő; 5. gumós mészkő; 6. bitumenes laminit; 7. mállott agyagosodott tufa; 8. mészkő-lencse (plastoklaszt); 9. tűzkő; 10. Posidonia-lumasella; 11. ammoniteszek, csigák; 12. dasycladaceák, krinoideák; 13. száradási repedések; 14. főregiáratok.; C. Sbz. – Camunum Szubzóna (Trinodosus Zóna)

a legrészletesebben dokumentált szelvénye a mencshelyi Cser-tetőn található, ahol a formáció pelsoi szakaszát pados, egyes szakaszokon gumós, tűzköves mészkő alkotja, 1-2 m vastag, *Posidonia*-lumasellából álló bitumenes laminit közbetelepülésével.

A Felsőörsi Mészkő fokozatosan, bitumenes márgás dolomiton keresztül fejlődik ki a fekü karbonátos rámpa-fáciesű Megyehegyi Dolomitból („átmeneti rétegek”). A fedő Vászolyi Formáció felé szintén folyamatos az átmenete a vulkanit mennyiségének fokozatos növekedésével (8. és 11. ábra). Laterális összefogazódása a részben heteropikus Tagyoni Formációval sehol sem tapasztalható.

A Felsőörsi Mészkő anisusi medence-fáciesű kifejlődésének megfelelő képződmény a Déli-Alpokban a lombardiai Prezzo Mészkő (és az Angolo Mészkő felső szakasza), valamint a Recoaro, a Dont és a Morbiac Formáció a Dolomitokban (BUDAI 1992; BUDAI, HAAS 1997).

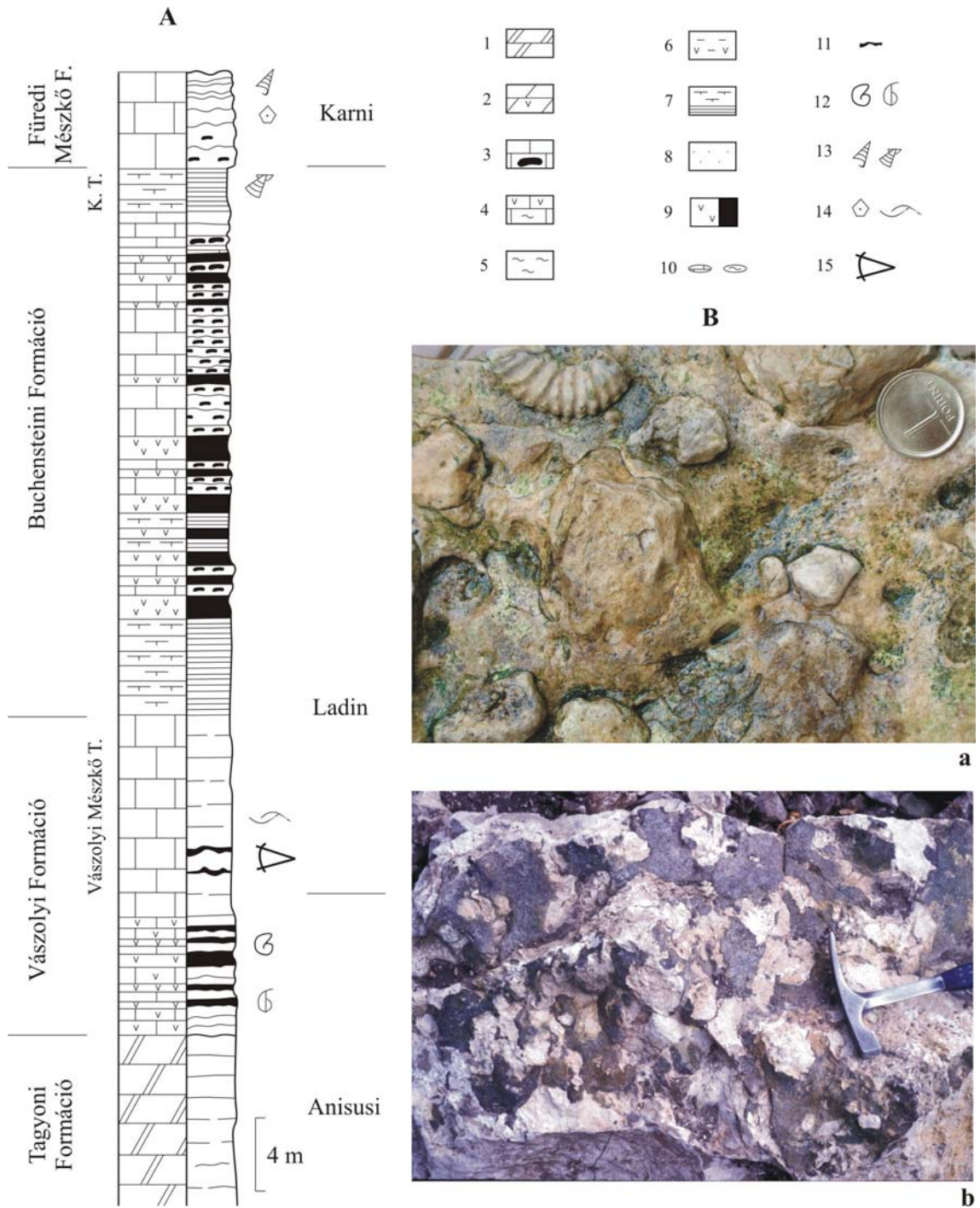
### ***Vászolyi Formáció***

A Balaton-felvidéktől a Keleti-Bakonyig általános elterjedésű felső-illír Vászolyi Formációt (VÖRÖS et al. 1997) meglehetősen változatos rétegsor építi fel, amelynek litológiai felépítése jelentősen eltérő az anisusi medencék (5. ábra), illetve a platformok (11. és 12. ábra) területén (BUDAI et al. 1999, 2001a,b).

A pelsoi platformkarbonátokra általában éles határral települő bázisrétegeit (4., 6–7. ábra) néhány méter vastagságú krinoideás mészkő alkotja a Balaton-felvidéken (BUDAI 1988, VÖRÖS et al. 1997), egyes szelvényekben igen gazdag és magas diverzitású ammonitesz-együttessel (*Paraceratites*, *Semiornites*, *Lardaroceras*, *Asseretoceras*, *Megaceratites*, *Hungarites*, *Longobardites*, *Norites*).

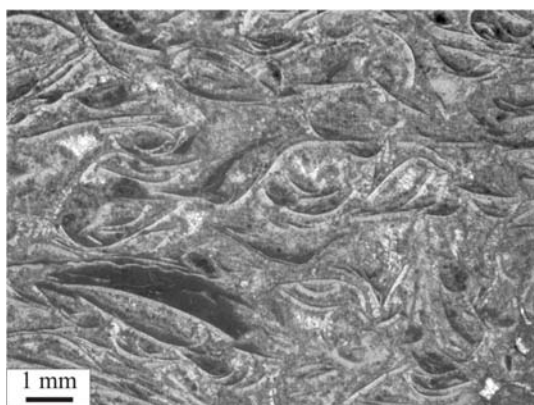
E fölött néhány méter vastag tufás összlet, majd a világosdrapp vagy világosszürke, pados, filamentumos, medence-fáciesű Vászolyi Mészkő Tagozat települ (12. ábra, A, 13. ábra c), amelynek gumós réteglapjait helyenként jellegzetes zöldesfekete foszforit kérgezi be (12. ábra, B), szórványos ammonitesz-maradványokkal (*Eoprotrachyceras*). Fedőjében a Buchensteini Formációba sorolt lemezes kovás tufit, illetve agyagos–gumós mészkő települ.



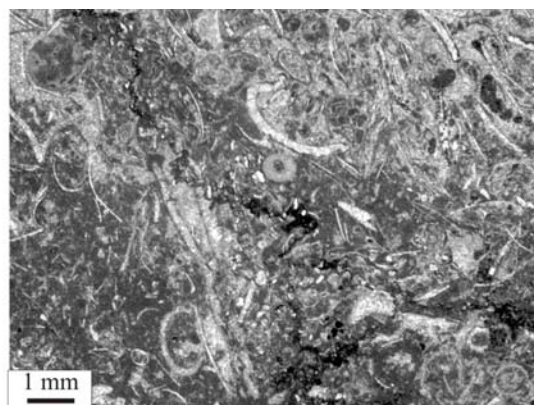


12. ábra. A Balaton-felvidék középső részén lévő pelsoi platform felső-anisusi–alsó-karni fedő rétegsora (A) a vászolyi Öreg-hegy és a Nagy-vár-tető vonulatában (BUDAI 1988, BUDAI et al. 1999). Jelmagyarázat: 1. platform-fáciesű dolomit; 2. dolomitósodott medence-fáciesű mészkö és tufás mészkö; 3. pados, gumós mészkö tűzkövel; 4. tufás illetve márgás mészkö; 5. márga; 6. mállott agyagosodott tufa; 7. kovás, lemezes mészkö és tufit; 8. karbonát- illetve vulkanit anyagú homok; 9. tufa; 10. mészkö-gumó; 11. foszforitos keményfelszín; 12. ammoniteszek, brachiopodák; 13. csigák, kagylók; 14. krinoideák, filamentumok; 15. a mellékelt képek helye, K.T. – Keresztfatetői Tagozat. A Vászolyi Mészkö jellegzetes rétegfel-színe (B): **a** – intraklasztok ammonitesz kőbéllel (*Eoprotrachyceras curionii*); **b** – foszforitos kéreggel bevont keményfelszín

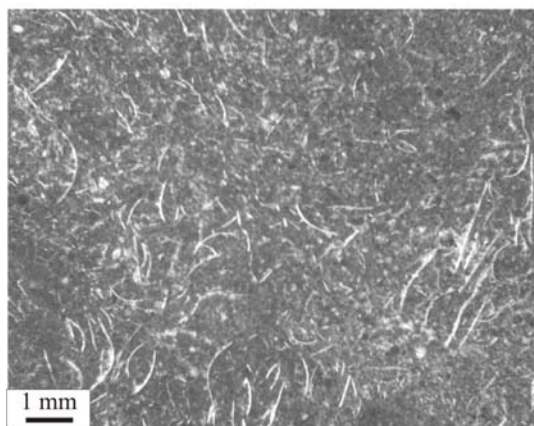
A Balaton-felvidék északi pikkelyének területén a Vászolyi Formációnak a pelsoi platformra települő rétegsorát tufás, krinoideás mészkő, dolomitosodott mészkő, márgás dolomit és vöröses barna ammoniteszes mészkő alkotja a vöröstói Akol-dombon (11. ábra), amely ugyancsak a Trinodosus Zóna magasabb, Camunum (illetve Pseudohungaricum) Szubzónájába tartozik (VÖRÖS 1998).



a



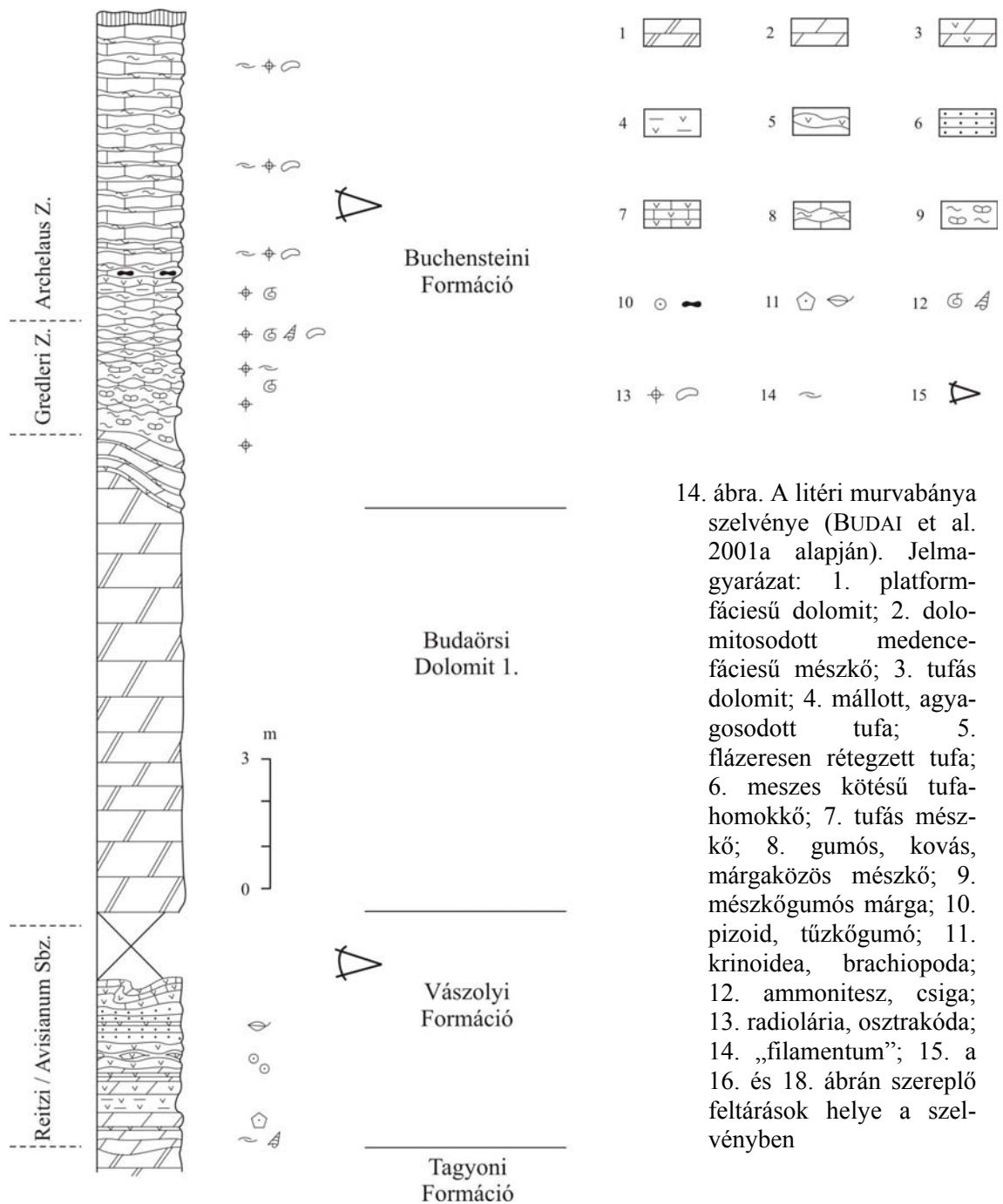
b



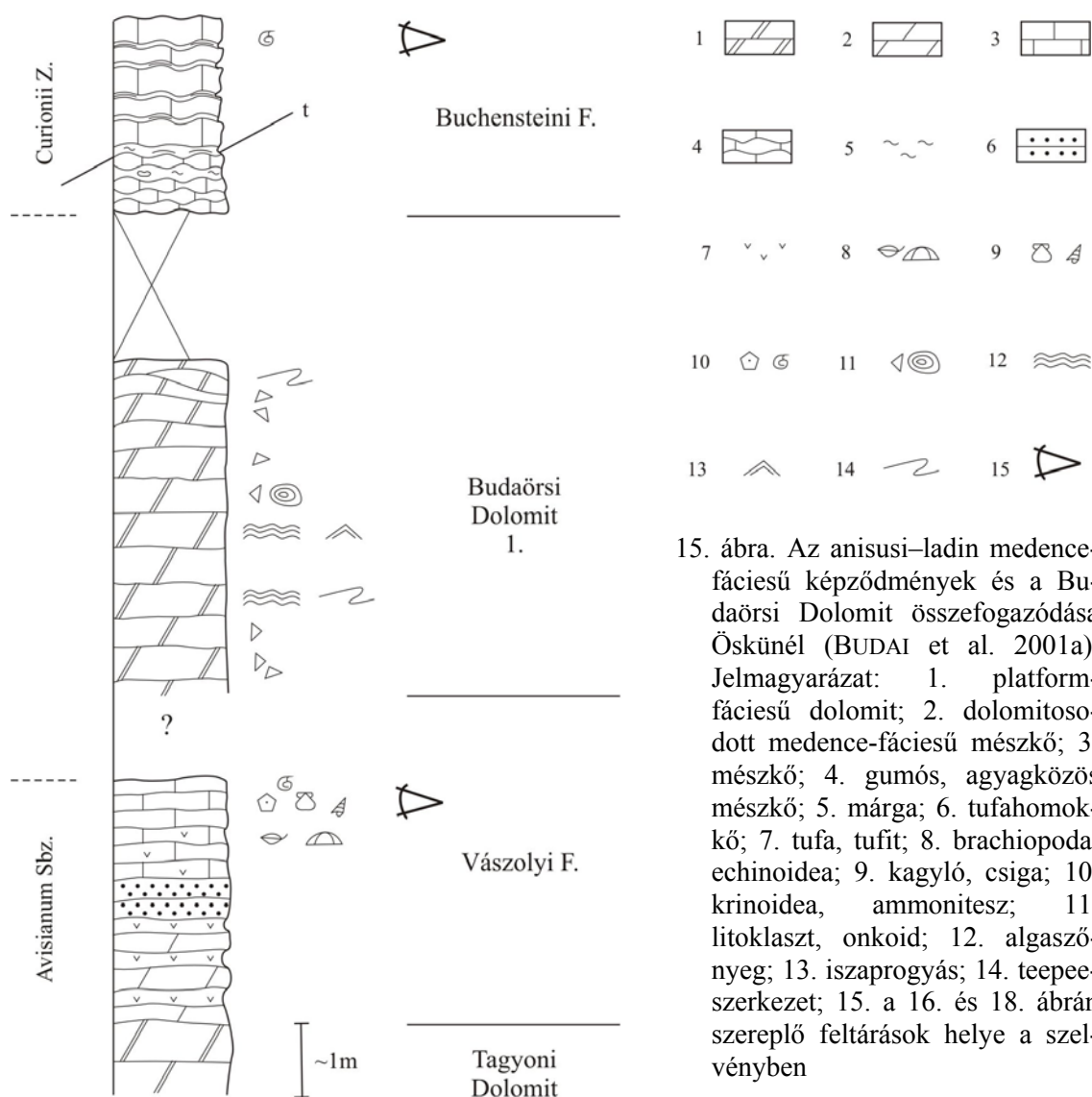
c

13. ábra A Vászolyi Formációt alkotó képződmények jellegzetes mikrofáciése (Vászoly, Öreg-hegy): **a** – *Daonella*-lumasella; **b** – foszforittal átitatott biogén mészkő krinoidea-, brachiopoda- és molluszkavázak töredékeivel; **c** – a Vászolyi Mészkő „filamentumos” mikrofáciése

A Veszprémi-fennsík pelsoi platformján a Tagyoni Dolomitra éles határral települ a Vászolyi Formáció bázisát képező krinoideás, illetve „filamentumos” dolomit (6. ábra), e fölött tufa, dolomitosodott krinoideás mészkő, tufás dolomit, meszes tufahomokkő és zöld bentonitosodott tufa váltakozásából álló rétegsor következik (4., 14. 15. és 16. ábra).



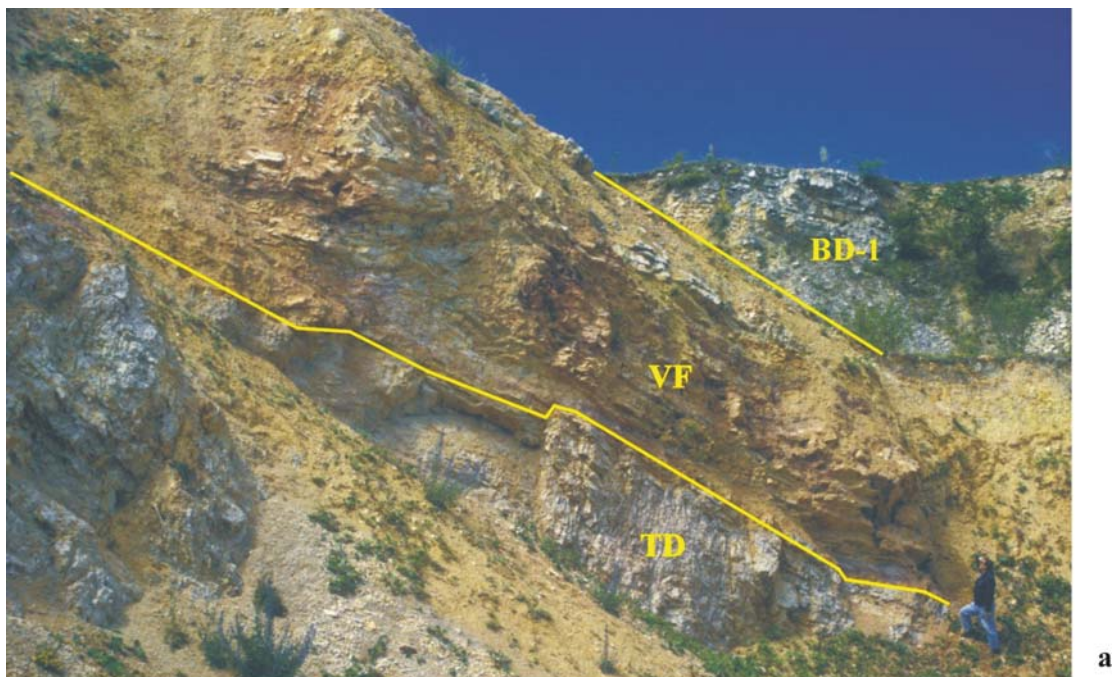
A Veszprémi-fennsík ÉK-i részén (Öskü) a Vászolyi Formáció igen gazdag és magas diverzitású ősmaradvány-együttest tartalmaz (15. ábra). A kőzetalkotó mennyiségű, több cm vastagságú krinoidea (*Encrinus*, *Holocrinus*, *Eckicrinus*) váztöredékek mellett (16. ábra a) gyakoriak a szokatlanul nagytermetű brachiopodák (*Piarorhynchella*, *Sinucosta*, *Mentzelia*, *Tetractinella*, *Angustothyris*), valamint csigák, kagylók, echinoideák és különböző bekérgező szervezetek is (BUDAI et al. 2001a).



E fölött a változatos litológiájú rétegsor fölött a Veszprémi-fennsík DNy-i peremén (Szentkirályszabadján) dolomitodosott pados mészkő, ettől ÉK-re (Litér, Hajmáskér, Öskü) dolomit települ (BUDAI et al. 2001a).

A Balaton-felvidéki illír medence területén a Vászolyi Formációt világoszöld tufa, meszes tufit illetve azok agyagosodott málladéka alkotja („pietra verde”), amelyben lencsék, gumók vagy zsinórok formájában kovás mészkő települ. A tufás összlet ammonitesz-együttesében *Kellnerites*, *Hyparpadites*, *Hungarites*, *Parakellnerites*, *Latemarites*, *Ticinites*, *Nevadites*, *Aplococeras* és *Halilucites* fajok jellemzők.





16. ábra. A Tagyoni Dolomitra (TD) települő Vászolyi Formáció (VF) és a Budaörsi Dolomit alsó progradációs ékének (BD-1) a szelvénye a litéri bányában (a); valamint krinoidea vázteredékből álló rudít a Vászolyi Formációban (b) Öskün

A Vászolyi Formáció a vulkanit mennyiségének fokozatos növekedésével fejlődik ki a Felsőörsi Mészköből, és a fedő Buchensteini Formáció felé is folyamatos átmenetet mutat a mészkőgumók mennyiségének növekedésével (*Stoppaniceras* és *Chieseiceras* ammonitesz-fajokkal).

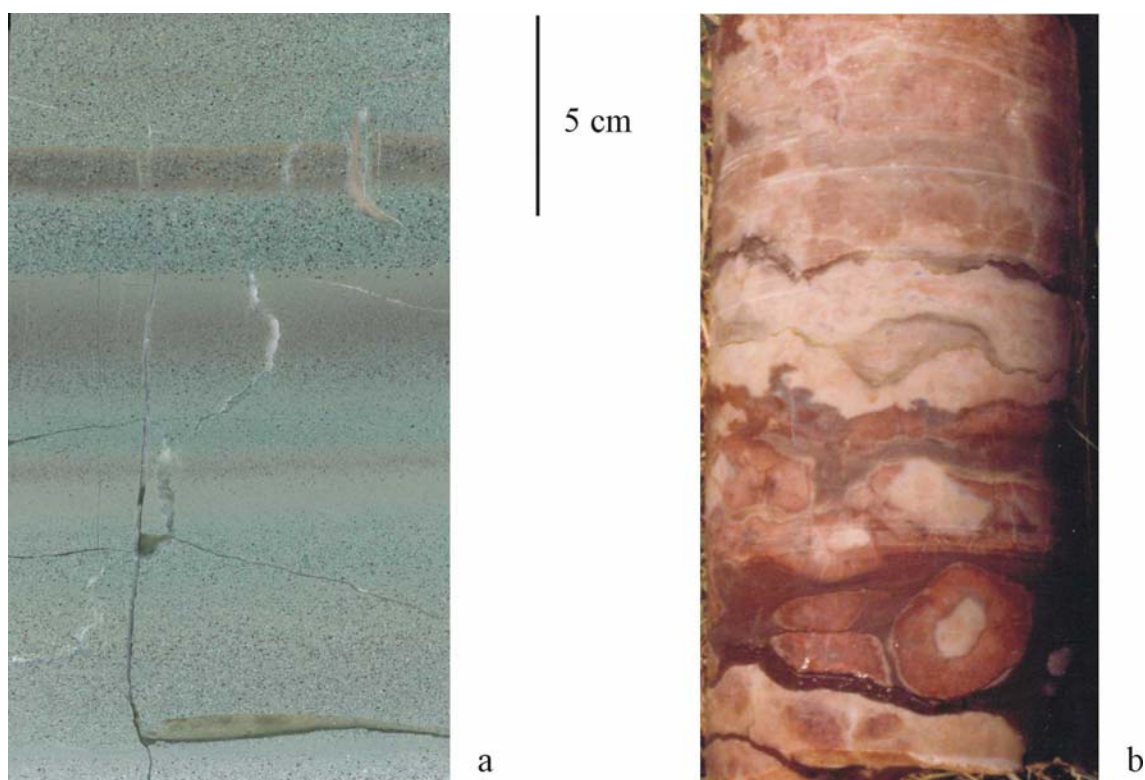
A Vászolyi Formációba tartozó vulkanitot („pietra verde”) erősen epidotosodott, normál vagy inverz módon gradált tufa (17. ábra) és lapilli tufa alkotja, amely átmenetet mutat az elsődleges piroklasztit és az átülepített vulkanoklasztit között (BUDAI et al. 2004).

A Balaton-felvidéken a Vászolyi Formáció teljes vastagsága nem mutat lényeges változást (kb. 20 méterre tehető), azon belül azonban a vulkanit vastagsága az illír medencék területén nagyobb (kb. 18 m), mint a pelsoi platformok fölött (5-8 m). A Veszprémi-fennsík és a Keleti-Bakony platformján a formáció teljes vastagsága mindössze 8-10 m-re tehető.



A Vászolyi Formáció ősmaradványokban (különösen ammonitesekben) igen gazdag, a tengeralatti magaslatok és a közöttük lévő medencék fauna-együttese azonban egymástól eltérő összetételű (VÖRÖS 1992, 1996, 2002; VÖRÖS et al. 1997). A Vászolyi Formáció krinoideás mészkőből álló bázisrétegei a Balaton-felvidéken az alsó-illír Trinodosus Zóna Camunum Szubzónájába tartoznak, míg a Veszprémi-fennsíkon valamivel fiatalabbak (Reitzi Zóna, Avisianum Szubzóna). Az e fölötti tufás rétegsor a felső-illír Reitzi Zóna felső, Avisianum Szubzónájáig terjed (BUDAI, HAAS 1997). A Vászolyi Mészkő a szórványos ammonitesz-leletek alapján a legfelső-illír Secedensis és az alsó-fassai Curionii Zónába tartozik (VÖRÖS 1998).

A Vászolyi Formáció változatos ösföldrajzi helyzete és rétegtani viszonyai alapján egyaránt jól korrelálható a Dolomitok Bivera Formációjával (BUDAI, HAAS 1997; VÖRÖS et al. 1997).



17. ábra. Gradált tufa („pietra verde”) a Vászolyi Formáció **(a)**; és kovás, gumós mészkő (Nemesvámosi Tagozat) iszapfolyásos szerkezetekkel **(b)** a Buchensteini Formáció rétegsorában. Örvényes Ört–1 fúrás (BUDAI 1988)

## Ladin–alsó-karni medence-fáciesek

### *Buchensteini Formáció*

A Buchensteini Formáció általános felszíni elterjedésű ladin medence-fáciesű képződmény a Balaton-felvidék és a Veszprémi-fennsík területén. A formáció túlnyomó részét pados, gumós, gyakran kovás–tűzköves mészkő, agyagos mészkő alkotja (Nemesvámosi Tagozat), egyes szintekben márga és tufa–tufit közbetelepülésekkel (12., 14., 17. ábra).

A mészkő világosszürke, halvány-vörös vagy vörös, a tűzkő sötétszürke vagy sötétvörös, a közbetelepülő márga zöldesszürke vagy vörös színű (18. ábra). Gyakran iszapfolyásos szerkezetű, gyakoriak a visszaoldódásra utaló felszínek. Néhol radiolarit is megjelenik, a márga és a tufa helyenként ugyancsak kovásodott.

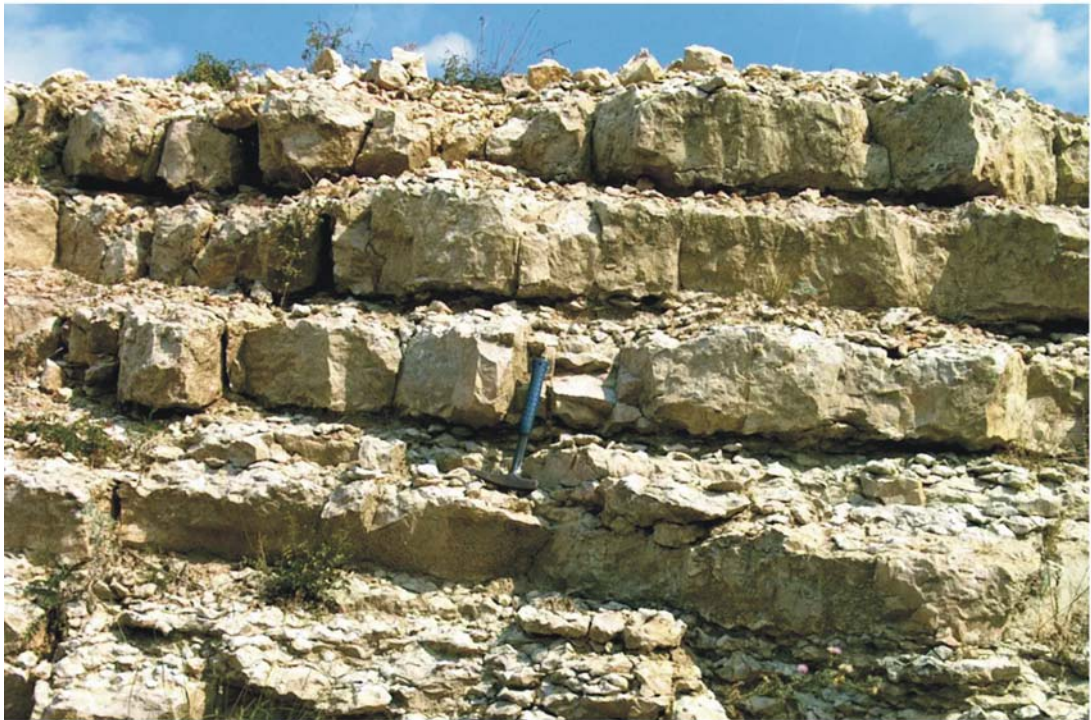
A Buchensteini Formáció az anisusi medencék területén folyamatosan fejlődik ki a Vászolyi Formáció tufaösszetéből, és a vulkanit mennyiségének csökkenésével ugyancsak fokozatosan megy át az alsó-karni Füredi Mészkőbe (8. ábra).

A vörös, gumós mészkő helyenként gazdag ammonitesz-együttest tartalmaz (*Eoprotrachyceras*, *Protrachyceras*, *Anolcites*, *Arpadites*, *Proarcestes*, *Joannites*, *Megaphyllites*, *Monophyllites*, *Epigymnites*). A litéri murvabánya márgaközös gumós mészkőéből (18. ábra a) gazdag osztrakóda együttes került elő (*Acanthoscapha*, *Acratia* div. sp., *Healdia*, *Monoceratina*, *Nagyella*, *Polycope* div. sp.), amelyben nagyon magas volt az erősen díszített típusok, és a közel gömb alakú *Polycope*-félék aránya (BUDAI et al. 2001a). Érdekessége a faunaképnek az a néhány rákpáncél-töredék (Tanaidaceae), amely világviszonylatban is ritka fossziliának számít (HANNIBAL et al. 2003).

A Balaton-felvidék központi platformjának területén (Szentantalfától Vászolyig) a Buchensteini Formáció kovás–lemezes tufittal települ a Vászolyi Formáció felső szakaszát alkotó „vászolyi mészkőre” (12. ábra). A formáció felső szakaszát ezen a területen ugyancsak vékonyréteges mészkő és kovás tufit alkotja (Keresztfatetői Tagozat), amelynek réteglapjain gyakran tömeges mennyiségben dúsulnak a „pszeudoplankton” kagylók (*Posidonia* és *Daonella* div. sp.) teknői (19. ábra).



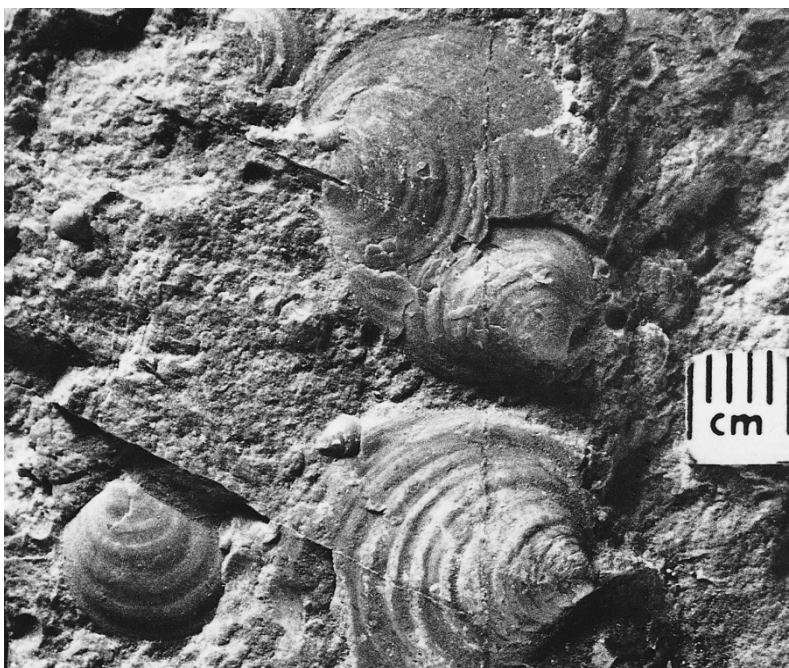
**a**



**b**

18. ábra. A Buchensteini Formáció gumós tűzköves mészkő és zöldesszürke tufás márga változásából álló rétegsora a litéri murvabányában **(a)**; illetve pados márgaközös kifejlődése a 8-as műút ösküi bevágásában **(b)**



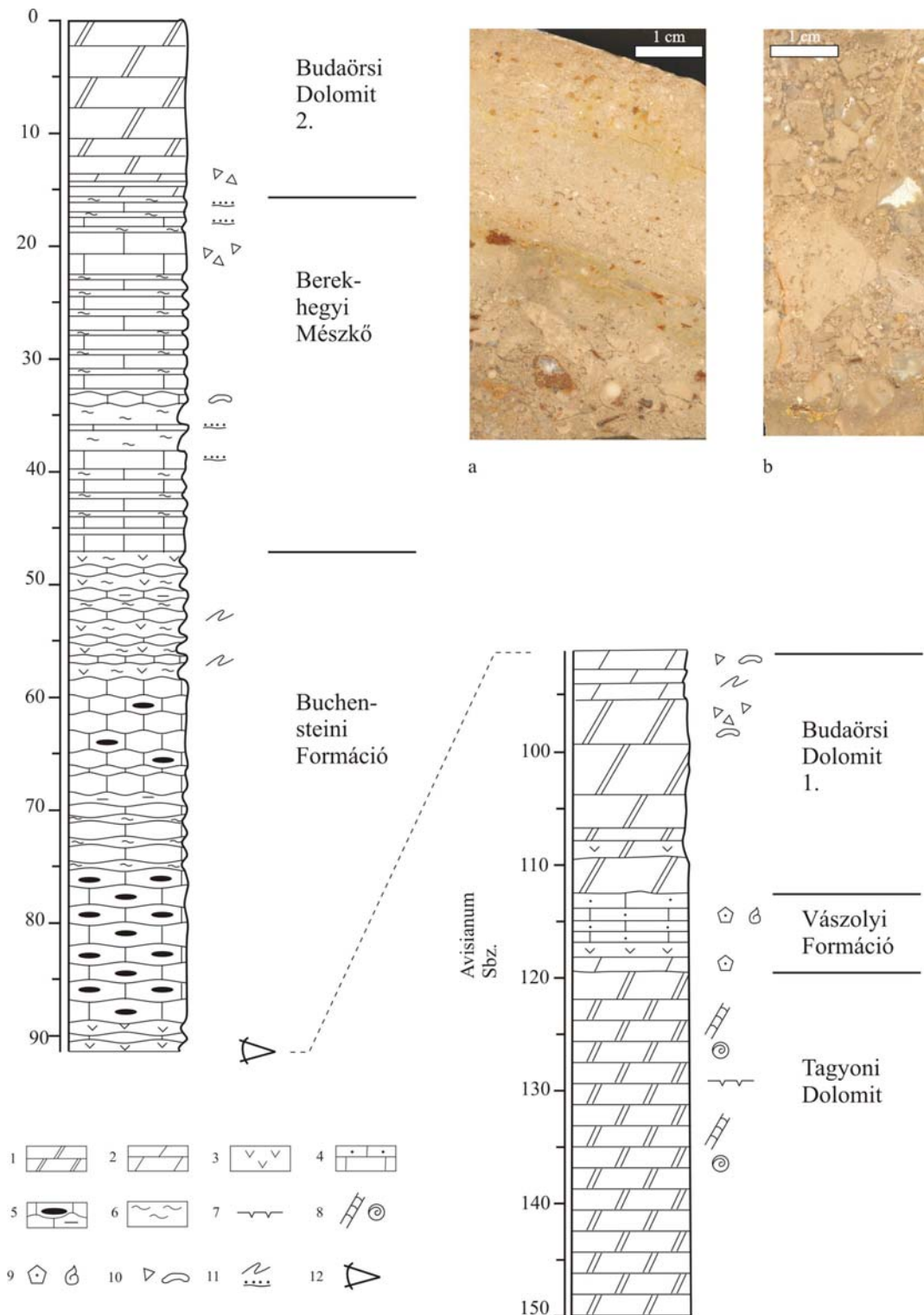


19. ábra. *Posidonia pannonica* a Buchensteini Formáció vékonyréteges–lemezes mészkő kifejlődésének (Keresztfatetői Tagozat) réteglapján. Vászoly, Keresztfá-tető (BUDAI 1988)

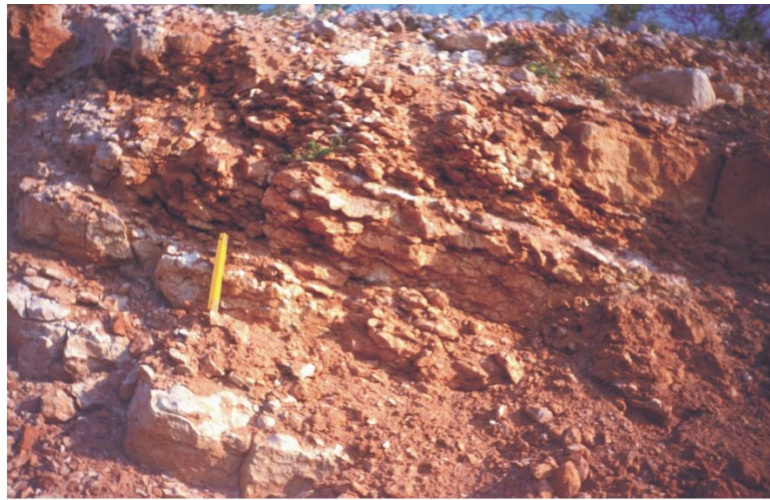
A Veszprémi-fennsíkon a ladin medence-fáciesű rétegsor laterálisan összefogazódik a Budaörsi Dolomit heteropikus platformkarbonátjával. A Hajmáskér Hmt–3 fúrás rétegsorában (20. ábra) a Vászolyi Formáció vöröses-szürke krinoideás mészköve éles határral települ a Tagyoni Dolomitra, gazdag ammonites-együttese a Reitzi Zóna Avisianum Szubzónájába tartozik (VÖRÖS 1993, 1998).

A fúrás rétegsorában és a 8-as műút Berek-hegyi szelvényében (21. ábra) a Vászolyi Formációra a Budaörsi Formáció jól rétegzett pados dolomitja települ. Erre tufa és agyagosodott tufit, majd a Buchensteini Formáció pados, gumós, márgaközös, illetve vörös, agyagos mészköve következik. A Buchensteini Formációnak ez a szakasza a benne talált ammoniteszek alapján a felső-ladin (longobard) alemelet Archelaus–Gredleri Zónájába tartozik (BUDAI et al. 2001a).

E fölött néhány méter vastag jól rétegzett dolomit, majd vörös gumós, tűzköves mészkő következik, amelyből fokozatosan fejlődik ki a legfelső ladin Berekhegyi Mészkő (Füredi Mészkő Formáció). A Veszprémi-fennsík ÉK-i részén a Buchensteini Formáció vörös, agyagos gumós mészköve (21. ábra) fölött világosszürke, pados, gumós mészkő települ Öskün (lásd 18. ábra b), amely az alsó-ladin (fassai) Curionii Zónába tartozik (VÖRÖS 1998; BUDAI et al. 2001a).

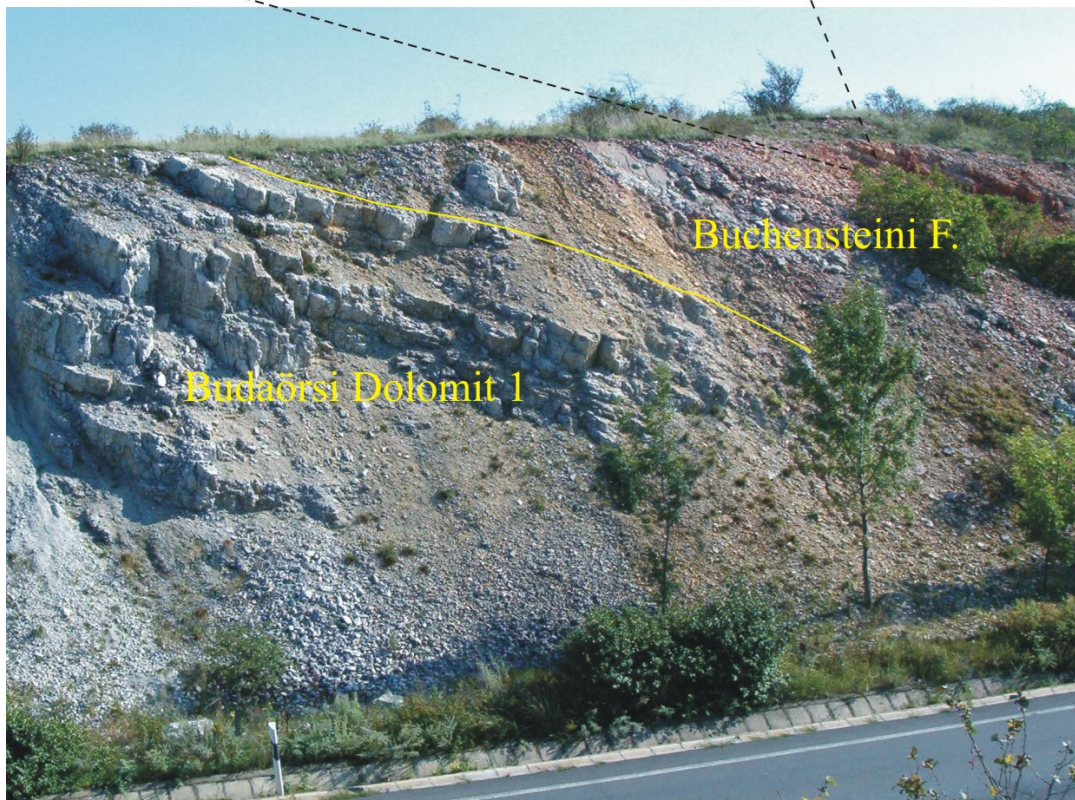


20. ábra. A ladin medence- és platform-faciesű képződmények összefogazódása Hajmáskérnél, a Hajmáskér Hmt-3 fúrás szelvényében. Jelmagyarázat: 1. platform-faciesű dolomit; 2. dolomitosodott mészkő; 3. tufa, tufit; 4. mészkő, krinoideás mészkő; 5. medence-faciesű gumós mészkő, kovás/tűzköves mészkő; 6. márga; 7. száradási repedés; 8. Dasycladacea, onkoid; 9. krinoidea, ammonitesz; 10. litoklaszt, plasztoklaszt; 11. iszapcsúszás, gradált rétegződés; 12. a 21. ábrán látható települési határ. Képek: **a–b.** a Berek-hegyi Mészkö gradált, bio- és litoklasztos rétegei Hmt-3 fúrásban



Ⓒ Gredleri/  
Archelaus Z.

**b**



**a**

21. ábra. A ladin medence- és platform-fáciesű képződmények összefogazódása Hajmáskérnél, a 8-as műút bevágásában.: **a** – a Budaörsi Dolomit alsó progradációs éke és a rátelepülő Buchensteini Formáció; **b** – vörös, agyagos ammoniteszes mészkő a Buchensteini Formáció alsó szakaszán

A Buchensteini Formáció a jelenlegi ismereteink szerint a Veszprémi-fennsíktól ÉK-re nincs kifejlődve a Keleti-Bakonyban és a Vértesben. A mányi fúrások ártértékelése szerint azonban valószínű, hogy kisebb területre korlátozódva a Zsámbéki-medencében is előfordul (BUDAI 2004).



A Buchensteini Formáció a legnagyobb vastagságát a Balaton-felvidéki medence területén éri el (a Balatonfüred Bfü–1 fúrásban kb. 60 m), míg a karbonátplatformok felett viszonylag vékonyabb (kb. 30 m). Fedőjét a medence belső területein a Füredi Mészkö, a medence peremei felé pedig a Berekhegyi Mészkö alkotja.

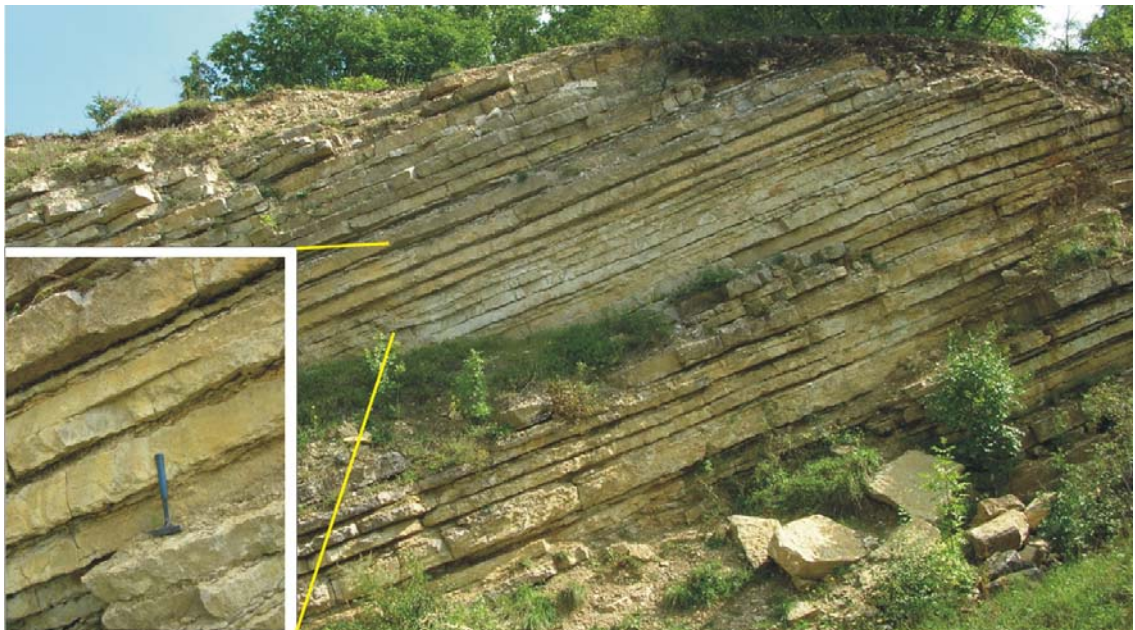
A Buchensteini Formáció nyílt, pelágikus medencében rakódott le, ahol a kondenzált karbonátképződést vulkanitok lerakódása szakította meg rövidebb időszakokban. A viszonylag vékony rétegsor a teljes ladin emeletet kitölti a dél-bakonyi medencék területén (képződési ideje kb. 4 millió év), szemben a Déli-Alpokkal, ahol a nagyságrendekkel vastagabb ladin rétegsor felső szakaszát vulkanoklasztitokból álló homokkő–aleurolit–márga rétegösszlet, a Wengeni Formáció (illetve Formációcsoport) építi fel (BUDAI 1992). Ehhez hasonló kifejlődés a Dunántúli-középhegységben egyedül a Keleti-Bakonyban ismert (lásd később).

A Dunántúli-középhegység Buchensteini Formációjának dél-alpi megfelelője a Livinallongo és a Clapsavon Mészkö Formáció.

### ***Füredi Mészkö Formáció***

A Balaton-felvidéken a karni emelet legalsó (cordevolei) és a Veszprémi-fennsíkon a ladin emelet legfelső szakaszát a medence-fáciesű Füredi Mészkö Formáció képviseli.

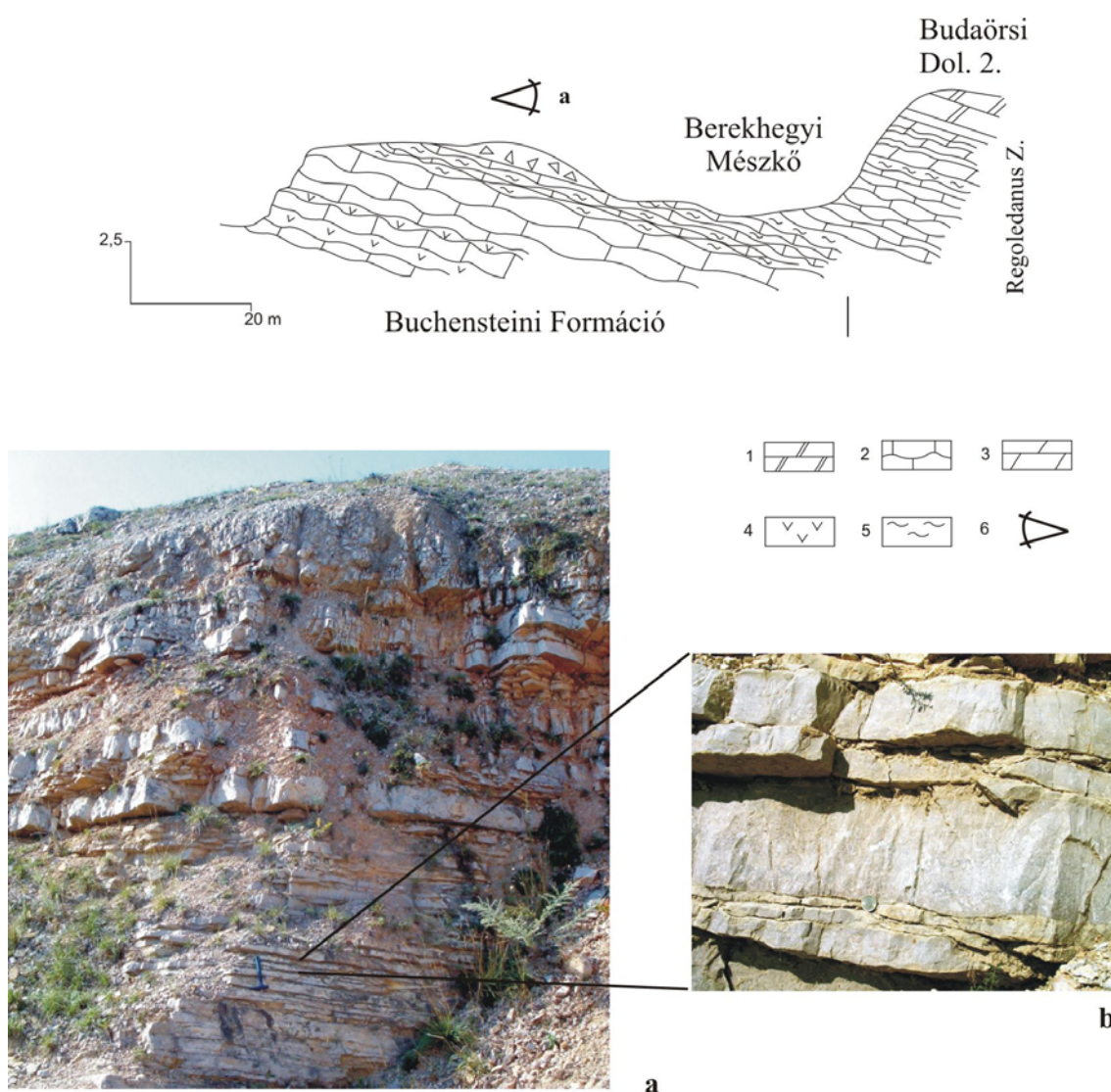
A formációt a Balaton-felvidéken világosszürke, alul vastagpados, felfelé pados márgaközös–táblás, gumós mészkö alkotja (22. ábra).



22. ábra. A Füredi Mészkö márgaközös–táblás kifejlődése a pécselyi Meggy-hegy kőfejtőjében

A formáció rétegsorában felfelé növekszik a márgaközők vastagsága, a felső szakaszon sekélyülésre utaló szedimentológiai bélyegekkel (BUDAI, HAAS 1997). A mészkő szövettípusa filamentumos biomikrit, biomikropátit, pelmikropátit.

A Füredi Mészkő a legnagyobb, mintegy 60 m-re tehető vastagságát Balatonfüred környékén éri el, ahol legfelső, kb. 5 m vastag szakaszán sötétszürke, enyhén bitumenes, jól rétegzett mészkő települ („Szákahegy Tagozat”), átmenetet képezve a fedő Veszprémi Márga felé (BUDAI 1989; BUDAI et al. 1999).



23. ábra. A legfelső-ladin medence-fáciesű összlet és a rátelepülő alsó-karni platformkarbonát rétegsora a berekhegyi kőfejtő szelvényében (Hajmáskér). Jelmagyarázat: 1. platform-fáciesű dolomit; 2. gumós mészkő; 3. dolomitizott mészkő; 4. tufa, tufit; 5. márga; 6. kilátópont a kőfejtőre. Képek: **a** – a Berekhegyi Mészkő gradált, felfelé vastagodó medence-fáciesű rétegeire települő Budaörsi Dolomit platformkarbonátja; **b** – Berekhegyi Mészkő vékonypados–márgaközős rétegei gradált rétegzéssel, átülepített lito- és bioklasztokkal



A formáció ÉK felé, a Veszprémi-fennsík alsó-karni platformkarbonátjának (Budaörsi Dolomit Formáció) fekvésében elvékonyodik, ahol a felső-ladin rétegsort a jellegzetes, lejtőlábi kifejlődésű Berekhegyi Mészke képviseli (23. ábra). A vékony mészkő- és márgarétegekből felépülő ciklusos rétegsorban az allodapikus mészkőrétegek jellemzően gradált belső szerkezetet mutatnak (BUDAI 1993; BUDAI, HAAS 1997; HAAS, BUDAI 1999; HAAS et al. 2000; HAAS, BUDAI 2004). Az egyidős platformról átülepített lito- és bioklasztok a kőfejtő rétegsorában kalkarenit, illetve finom rudist méretűek, míg a Hajmáskér Hmt-3 fúrásban a litoklasztok mérete a 4-5 centimétert is eléri (20. ábra). A wackestone–grainstone mikrofaciēsben a litoklasztok mellett gyakoriak a mész-szivacs, a zöldalga, az echinodermata és a bekérgező mikroproblematicum-töredékek, e mellett jellemző a platform- és a medence-környezetet jelző taxonokat egyaránt tartalmazó, kevert összetételű foraminifera-együttes (HAAS et al. 2000).

A szórványos ammonitesz-leletek (*Trachyceras aon*) és a radiolaria-adatok alapján (BUDAI, DOSZTÁLY 1990) a Füredi Mészke a Balaton-felvidéken a karni emelet legalsó szakaszát (Aon Zóna), míg a Berekhegyi Mészke (*Celtites epolensis*) a Veszprémi-fennsíkon a ladin emelet legfelső szakaszát (Regoledanus Zóna) alkotja (BUDAI, HAAS 1997; HAAS et al. 2000).

## **Ladin–alsó-karni platformkarbonátok**

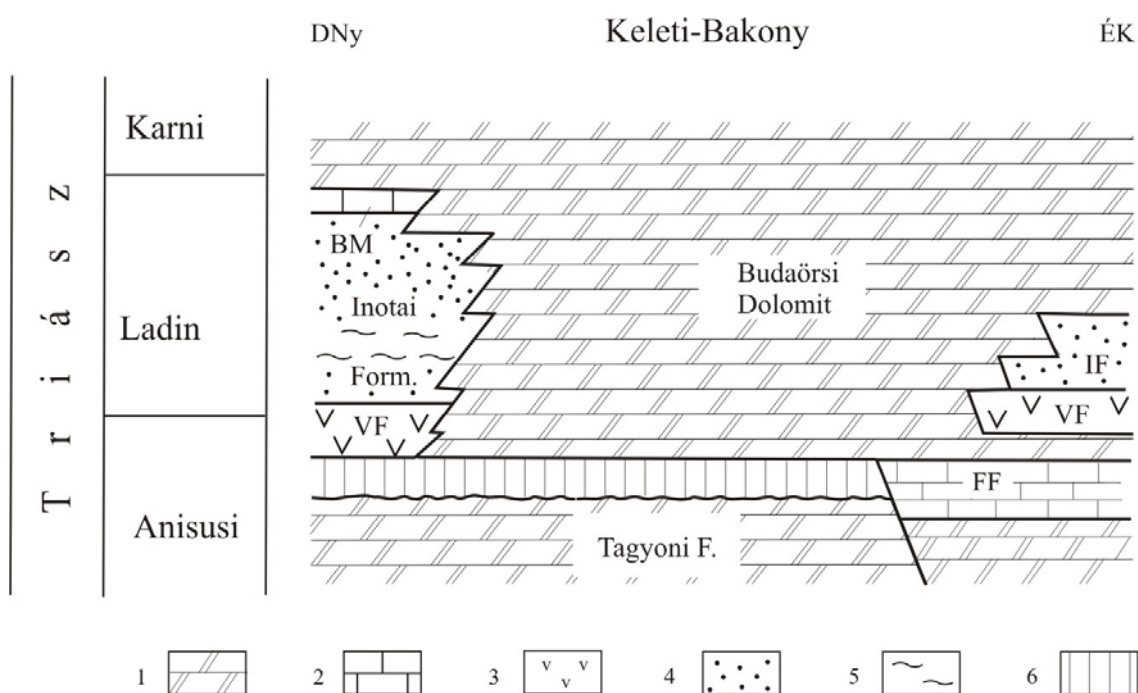
### ***Budaörsi Dolomit Formáció***

A ladin medence-fáciésekkel egykorú platformkarbonátot a Budaörsi Dolomit képviseli a Dunántúli-középhegységben.

A Budaörsi Dolomit a Balaton-felvidék területén csak a karni emelet alsó szakaszán jelenik meg, elsősorban a Litéri-feltolódástól északra lévő pikkelyben (BUDAI, CSILLAG 1998), illetve a déli pikkelyben Felsőörsztől ÉK felé (BUDAI 1991, BUDAI, HAAS 1997, HAAS, BUDAI 1999). A Veszprémi-fennsíkon ÉK-felé azonban egyre vastagabb dolomit-betelepülések jelennek meg a Vászolyi és a Buchensteini Formáció medence-fáciēsű rétegsorában (BUDAI et al. 2001a), Hajmáskérnél az Avisianum és a Gredleri Zóna (20. és 21. ábra), míg Öskүнél az Avisianum és a Curionii Zóna között (15. ábra). Ezekben a szelvényekben a dolomit többnyire jól rétegzett, pados, egyes szintekben lejtő-fáciēsre utaló üledékes szerkezetekkel. A Budaörsi Dolomit ciklusos lagúna-fáciēse a Balaton-felvidék és a Veszprémi-fennsík területén nem fejlődött ki.

## *A Keleti-Bakony*

A Keleti-Bakony középső-triász összlete több vonatkozásban alapvetően eltér nemcsak a Balaton-felvidék, de a Veszprémi-fennsík hasonló korú képződmény-együttesétől is. A középső-triász kifejlődések fácies-eloszlásának (24. ábra) főbb jellemzője, hogy a pelsoi emelet teljes egészében platformkarbonát kifejlődésű; az alsó-illír medenceüledékek csekély vastagságúak és korlátozott elterjedésűek; a felső-illír–ladin medence-fáciesek a vonulat ÉK-i és DNy-i peremére korlátozódnak, a vonulat középső részén a teljes középső-triász platformkarbonát kifejlődésű; a felső-illír medence-fáciesekben a tufák jelentősége alárendelt; a ladin medence-üledékeket proximális fáciesű vulkanoklasztitok alkotják; a feltöltődött középső-triász medencék területét a platformkarbonátok teljes egészében meghódítják, medencék a karni további részében sem alakulnak ki.



24. ábra. A Keleti-Bakony középső-triász képződményeinek litosztratigrafiái tagolása. Jelmagyarázat: 1. platform-fáciesű karbonátok; 2. medence-fáciesű mészkövek; 3. vulkanitok; 4. vulkanoklasztitok; 5. márga; 6. üledékhézag. Rövidítések: BM – Berekhegyi Mész; IF – Inotai Formáció; VF – Vászolyi Formáció

## Középső-anisusi platformkarbonátok

### *Tagyoni Formáció*

A Keleti-Bakony területén a Tagyoni Formációt pados szubtidális és laminites intertidális rétegtagok váltakozása alkotja. A vonulat DNy-i részén mélyült Várpalota Vpt-3 fúrásban a vastagpados, erősen összetört, világosszürke, mikrites–mikropátitos dolomitban szórványosan zöldalga-maradványok (*Physoporella* div. ssp.) fordulnak elő (BUDAI et al. 2001b).

A Tagyoni Formáció fedőjében a Keleti-Bakony vonulatának DNy-i részén a Vászolyi Formáció, ÉK-i részén pedig — éles határral — a Felsőörsi Mészke települ.

## Felső-anisusi–ladin medence-fáciesek

### *Felsőörsi Mészke Formáció*

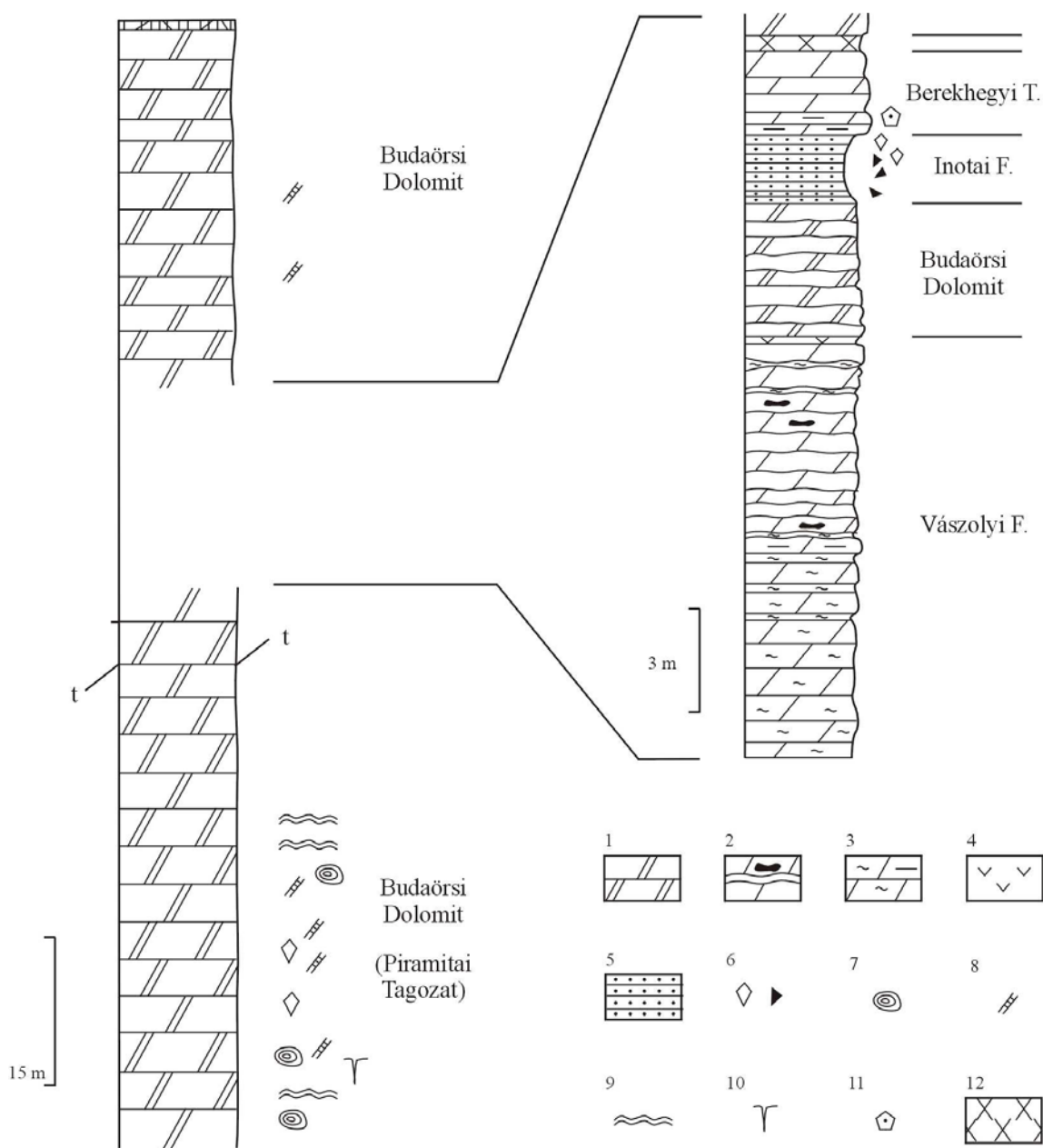
A Keleti-Bakony területén a Felsőörsi Mészke kizárólag az iszka-hegyi vonulatban ismert. Iszkaszentgyörgy környékén a formáció alsó szakaszát alkotó jól rétegzett brachiopodás mészke (Horoghegyi Tagozat) éles határral települ a Tagyoni Dolomitra. A meglehetősen alacsony diverzitású brachiopoda-együttesre (*Lingula*, *Coenothyris*, *Mentzelia*, *Tetractinella*, *Schwagerispira*, *Silesiathyris*) az inarticulata taxonok jelentős részaránya jellemző (PÁLFY 1986, 1991). A Piramita-hegy oldalában e fölött települő gumós mészke — ammonitesz-faunája alapján (*Norites*, *Asseretoceras*, *Lardaroceras*, *Paraceratites*, *Longobardites*, *Flexoptychites*) — az alsó-illír *Trinodosus* Zónába tartozik (BUDAI et al. 2001b). A Felsőörsi Mészke fedőjében rosszul rétegzett, biogén mészke települ a Piramita-hegy peremén, amely a Budaörsi Formációba sorolható (BUDAI et al. 2001b).

Az Iszka-hegy ÉNy-i oldalán a Tagyoni Formáció ciklusos rétegsora és a fedőjét alkotó, részlegesen dolomitosodott brachiopodás mészke (Vászolyi Formáció) között vörösgyag települ. Ezen a területen a Felsőörsi Mészke már nincs kifejlődve.

A Felsőörsi Mészke vastagsága Iszkaszentgyörgy környékén nem haladja meg a 30 métert.

## Vászolyi Formáció

A Keleti-Bakony területén a Vászolyi Formáció változatos litológiai felépítésű, akár csak a Déli-Bakonyban, összetétele azonban eltérő jellegű. A formáció rétegsorát a vonulat ÉK-i végén az Iszkaszentgyörgy Iszkt–1 fúrás (25. ábra), DNY-i végén pedig a Várpalota Vpt–3 fúrás harántolta.



25. ábra. Az Iszkaszentgyörgy Iszkt–1 fúrás rétegsora (BUDAI et al. 2001b). Jelmagyarázat: 1. platform-faciesű dolomit; 2. gumós, pados, márgaközös medence-faciesű dolomit tüzkögmókkal; 3. márgás, kovás dolomit; 4. tufa, tufit; 5. homokkő; 6. litoklaszt (karbonát és vulkanit); 7. onkoid; 8. Dasycladacea; 9. alga-laminít (sztromatolit); 10. száradási repedés; 11. krinoidea; 12. porlott dolomit; t – tektonizált szelvényszakasz

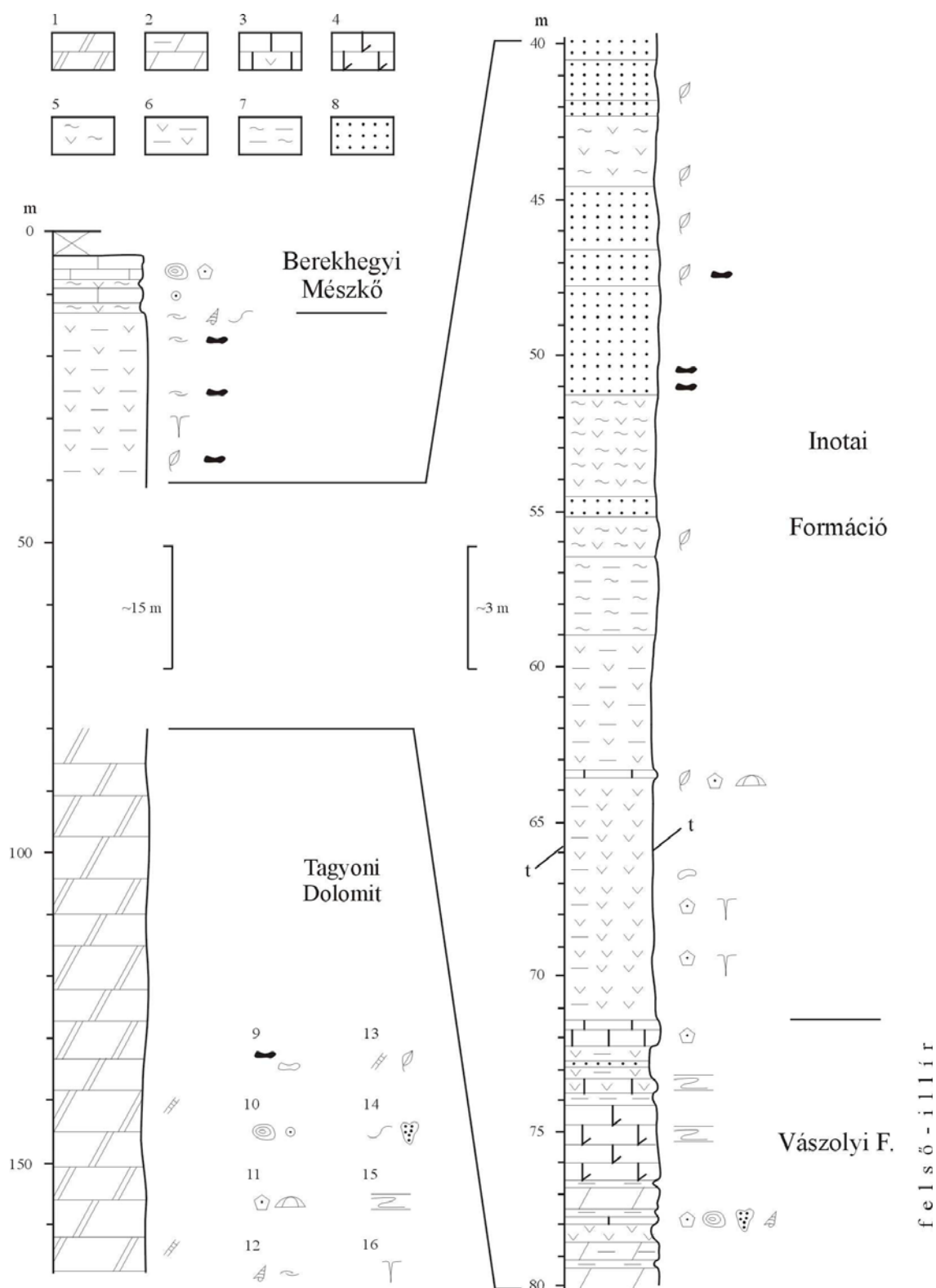
Az Iszkaszentgyörgy Iszkt–1 fúrásban a Vászolyi Formáció rétegsorát sárgásbarna agyagos dolomit; márgaközös dolomit; kovás, gumós, tűzköves dolomit építi fel, mintegy 16 m vastagságban. A pados dolomitosodott medence-fáciesű rétegsort néhány centiméter vastag okkersárga bentonitosodott tufaréteg zárja, amely sötétszürke tűzkőtörmeléket tartalmaz. E fölött a Budaörsi Dolomit progradációs nyelveként értelmezhető pados dolomit következik. A Várpalota Vpt–3 fúrásban a Vászolyi Formációt mintegy 6,5 m vastag dolomit, kovás dolomit, dolomitos mészkő, tufás–krinoideás mészkő építi fel, amelyben bentonitosodott tufa vékony rétegei települnek (BUDAI et al. 2001b). A mészkő finomszemcsés peloidos alapanyagában nagy mennyiségű az átülepített bioklaszt (krinoideák, csigák és mészszivacsok) és onkoid.

Az anisusi–ladin határ újonnan definiált helyzetéből fakadóan a Keleti-Bakony medencefáciesű rétegsorának kronosztratigráfiai besorolása kissé megváltozott a korábbihoz képest (GÓCZÁN, ORAVECZ-SCHEFFER 1993; BUDAI et al. 2001b). A Vpt–3 fúrás 74,5 méterében észlelt változás a sporomorpha-flóra összetételében ugyanis a Trinodosus és a Reitzi Zóna határával feleltethető meg nagyjából, ami a jelenleg hivatalos rétegtani álláspont szerint még a felső-anisusin belül van. Ennél feljebb azonban nem észlelhető változás a foraminifera- és sporomorpha-asszociációban, tehát az anisusi és a ladin emelet határa nem jelölhető ki a Keleti-Bakony szelvényeiben.

### ***Inotai Formáció***

A Keleti-Bakony ladin rétegsorának legfőbb jellegzetessége az a vulkanoklasztit rétegsor, amelynek alul túlnyomórészt márgából, feljebb homokkőből végül kavicsos homokkőből álló összlete teljesen eltér a Déli-Bakony pelágikus medence-fáciesű karbonát rétegsorától.

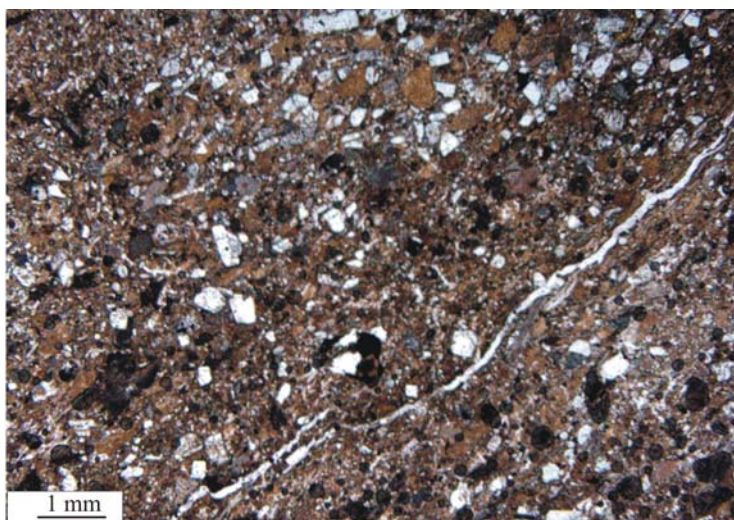
A vonulat DNy-i részén Várpalota környékén, valamint a K-i részén Iszkaszentgyörgynél a Vászolyi Formáció fedőjében vulkanitból és vulkanoklasztitból felépülő összlet következik (RAINCSÁK 1980; BUDAI et al. 2001b). Az Inotai Formáció legteljesebb, mintegy 28 méter vastag rétegsorát a Várpalota Vpt–3 fúrás tárta fel (26. ábra). A formáció alsó szakaszát bentonitosodott tufa, tufa és tufás márga alkotja krinoidea váztöredékekkel és krinoideás mészkő közbetelepülésekkel. Az e fölött települő összlet túlnyomórészt vulkanoklasztitból épül fel (27. ábra), a zöldesszürke homokkőben gyakoriak a vulkanit anyagú kavicsok és a szenesedett növénymaradványok.



26. ábra. A Keleti-Bakony középső-triász rétegsora a Várpalota Vpt-3 fúrásban (BUDAI et al. 2001b). Jelmagyarázat: 1. pados dolomit (platform-facies); 2. vékonyréteges, kovás dolomit; 3. mészkő, tufás mészkő; 4. dolomitos mészkő; 5. márga, tufás márga; 6. agyagos, bentonitos tufa, tufit; 7. bentonitos márga; 8. homokkő, vulkanoklasztit; 9. kavics (karbonát és vulkanit), plasztoklaszt; 10. onkoid, ooid; 11. krinoidea, echinoidea; 12. csiga, Daonella; 13. Dasycladacea, szenesedett növénymaradvány; 14. főregjárt, szivacs; 15. iszaprogys; 16. száradási repedés; t – tektonikus kontaktus

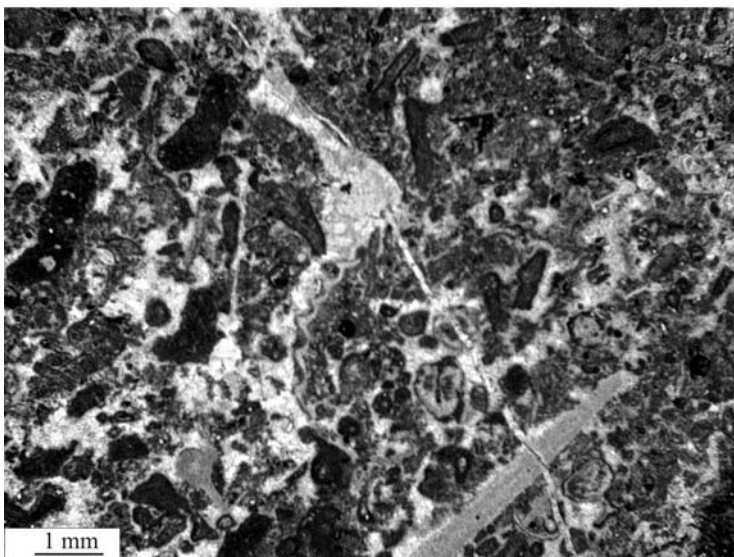
A rétegsor felső 2 méterén viszonylag gyakorivá válnak az aprószemű kavicsok, amelyek anyaga túlnyomórészt középső-triász mészkő, alárendelten vulkanit. A vulkanoklasztit fölött szürke, féregjáratos–daonellás márga zárja az Inotai Formáció rétegsorát.

Hasonló rétegsort harántolt a Bakonykúti But–2 térképező fűrés, amelyben a vulkanoklasztit rétegsor felső harmadát mintegy 15,5 m vastag biodetrituszos, brachiopodás–krinoideás mészkő közbetelepülés választja el az alsó kétharmadtól.



27. ábra A Keleti-Bakony felső-anisui medence- és platform-fáciesének szöveti képe:

a – Az Inotai Formáció alsó szakaszát alkotó homokkő szövege a Bakonykúti But–2 fűrésben (93,7 m), plagioklász- és krinoidea-töredékekkel



b – A Budaörsi Formáció Piramitai Tagozatának mikrofáciese (Iszkaszentgyörgy, Piramita-hegy): bioklasztos grainstone bekéregzett szemcsékkel, foraminifera, echinodermata vázakkal

Az inotai Hideg-völgyben a vulkanoklasztit összlet legfelső szakaszát zöldesszürke homokkőből és aleurolitból felépülő rétegek alkotják, amelyek több szintben tartalmaznak kavics- és konglomerátum rétegeket, illetve lencsákat. A kavicsok általában jól kerekítettek, átlagos szemcseméretük 2–5 cm, de elvétve találhatók 15–20 cm átmérőjűek



is. A kavicsok anyaga középső-triász mészkő és vulkanit (fluidális szerkezetű riolit, trachit, erősen karbonátosodott dácit, andezit és bazalt, valamint lapillis tufa), a különböző anyagú szemcsék egymáshoz viszonyított aránya rétegenként változó (BUDAI et al. 1985).

Az Inotai Formáció fedőjét a Vpt–3 fúrásban és a Hideg-völgyben egyaránt vékony-pados, világosdrapp, bentonitosodott tufarétegekkel tagolt biogén mészkő alkotja. A mészkő nagyon finom, illetve finomszemcsés peloidos–mikroonkoidos packstone/grainstone alapanyagában átülepített bioklasztok (csigák, foraminiferák, echinodermata vázelemek, ostracodák), és ritkábban makroonkoidok figyelhetők meg. Ez a jellegzetes kőzettípus a lejtőlábi fáciesű Berekhegyi Mészkő sajátos kifejlődésének tekinthető és a ladin emelet legfelső részét képviselheti.

A Keleti-Bakony területén az Inotai Formáció vulkanoklasztit összlete a Déli-Alpok Wengeni Formációjának (illetve a Wengeni Formációcsoportnak) lehet egy csökevényes vastagságú, rokon kifejlődése (RAINCSÁK 1980; BUDAI 1992; BUDAI, VÖRÖS 1993b; BUDAI et al. 2001b). A formáció pontos kora szintjelző ősmaradványok hiányában nem állapítható meg, települési helyzete és a Déli-Alpok megfelelő kifejlődéseivel történő korreláció alapján késő-ladin kora feltételezhető.

## **Felső-anisusi–alsó-karni platformkarbonátok**

### ***Budaörsi Dolomit Formáció***

A Keleti-Bakony területére a Budaörsi Dolomit platformlagúna kifejlődése jellemző. A vonulat ÉK-i részén felső-illír sekélytengeri platformkarbonát rétegsor ismert a Piramita-hegy és az Iszkaszentgyörgy Iszkt–1 fúrás szelvényében (BUDAI et al. 2001b).

Az Iszkaszentgyörgy Ny-i határában emelkedő Piramita-hegyen a Felsőörsi Formáció alsó–középső-illír ammoniteszes mészkőve (Trinodosus Zóna) fölött rosszul rétegzett, illetve tömeges, világosdrapp mészkő települ, amelyre jellemző a bekérgezett szemcsék, bentosz foraminiferák, osztrakodák, echinodermata vázelemek, molluszka- és szivacs-maradványok (*Deningeria* sp.), mikroproblematikumok (*Anisocellula fecunda*) jelentős mennyisége (27. ábra b).

A Budaörsi Formáció Piramitai Tagozatának ciklusos dolomit rétegsora fehér vagy világosdrapp, pados, zöldalgákat (*Diplopora annulata* div. ssp., *Gyroporella*) tartalmazó szubltorális, valamint lemezes szerkezetű árapályövi rétegek váltakozásából áll az



Iszkaszentgyörgy Iszkt–1 fúrásban (25. ábra). A képződmény az alga-flóra alapján a felső-illír alemeletbe sorolható (BUDAI et al. 2001b).

A Vászolyi Formáció fedőjében települő Budaörsi Dolomit több száz méter vastag a Keleti-Bakonyban, felsőbb szakasza részben az Inotai Formációval, részben a Berekhegyi Mészkövel heteropikus.

A Budaörsi Dolomitnak megfelelő platformkarbonát a Déli-Alpokban a lombardiai Esino Mészkö (JADOUL et al. 1992; GAETANI et al. 1998), valamint a Sciliar (Schlern) Formáció a Dolomitok, a Karni-Alpok és a Juli-Alpok területén (ASSERETO et al. 1977; DE ZANCHE et al. 1993; GIANOLLA et al. 1998; JADOUL et al. 2002), az Északi-Mészköalpokban pedig a Wettersteini Formáció (BRANDNER, RESCH 1981; BRANDNER 1984). A Baglyas-platform területén a Budaörsi Dolomiton belül nem különíthető el egyértelműen a Piramitai Tagozat, akárcsak a Contrin Formáció a Sciliar (Schlern) Dolomittól a Dolomitok platformjain (GAETANI et al. 1981; SENOWBARI-DARYAN et al. 1993).

## **A BAKONYI MEDENCÉK ÉS PLATFORMOK FEJLŐDÉSE A KÖZÉPSŐ-TRIÁSZ SORÁN**

A bakonyi középső-triász üledékképződési környezetek vizsgálatát és értelmezését megelőzően igyekszem vázlatosan összefoglalni az üledékképződést meghatározó azon főbb tényezőket (BALOGH 1991, 1992; HAAS 1998; JACQUIN, VAIL 1995; KENDALL, SCHLAGER 1981; SARG 1988; SCHLAGER 1991, 1992, 1999, 2005 és mások alapján), amelyeknek megítélésére, jellegére és változására a fosszilis fáciesek elemzése során nyílik lehetőség.

### ***Az üledékképződést meghatározó főbb tényezők***

- A. Az üledékkal kitölthető tér** kialakulását, nagyságát és jellegét meghatározó főbb tényező
- a tenger relatív szintjének, valamint
  - a medencék és platformok geometriai viszonyainak alakulása.

Előbbi a tektonikai mozgások és az eusztatikus vízszintváltozások eredője. Az utóbbit egyrészt a szinszediment tektonika határozza meg, másrészt — különösen a platformok esetében — a biogén tényezők szerepe is számottevő lehet.

**B. Az üledékgyűjtőn kívüli** forrásterületről származó, túlnyomó részben törmelék-  
**es üledékanyag** beáramlását, mennyiségét és jellegét meghatározó főbb tényező

- a pusztuló szárazulati háttértől való távolság (amelynek növekedésével csökken a törmelék szemcsenagysága és mennyisége);
- a pusztuló szárazulati háttér tektonikus emelkedése vagy süllyedése (amely a lepusztulás intenzitását befolyásolja);
- a tengerszint helyzete;
- a klímaviszonyok (humid–arid), amelyek a lepusztulási területek eróziójának jellegét és intenzitását befolyásolják;
- valamint — a vizsgált területen és időintervallumban speciálisan jelentős — vulkanizmus, annak jellege és intenzitása.

**C. Az üledékgyűjtőn belüli** forrásterületről származó, túlnyomó részben karbonátos **üledékanyag** mennyiségét és jellegét meghatározó főbb tényező

- Az üledéktermelő mészvázú szervezetek sajátosságai;
- a különböző élőhelyek kialakulásának lehetősége (pl. tagolt aljzat esetén sokféle ökológiai fülke jön létre);
- a klíma- és az áramlási viszonyok által meghatározott hőmérséklet, sótartalom és oxigén-ellátottság;
- a fény;
- a kitettség (hullámzásnak, illetve áramlásoknak kitett övezetek), valamint
- a tengerszint relatív változásának mértéke és üteme (periodicitás, amplitúdó).



A fentiekben felsorolt környezeti tényezők közül nem mindegyiknek és nem minden esetben ismerhető fel a hatása, illetve a meghatározó szerepe a Bakony középső-triász fejlődéstörténete során. Az alábbi fejezetekben időrendben haladva következik a platformok és a medencék kialakulásának és fejlődésének elemzése, különös tekintettel az üledékképződés jellegét meghatározó főbb tényezőkre és földtani eseményekre. Az elemzéshez felhasználtam a bakonyiakkal azonos korú, azokkal szoros ösföldrajzi kapcsolatban lévő de sokkal jobban feltárt dél-alpi képződmények értelmezése során szerzett tapasztalatokat. Esetenként egyéb korú összletek és recens üledékek vizsgálatának eredményeit is figyelembe vettem. Az egyes folyamatok és események lokális, regionális

lis vagy globális jellegének megítélése ugyancsak a rétegtani és ösföldrajzi korreláció segítségével válik lehetővé (BUDAI, HAAS 1997; HAAS, BUDAI 1999; HAAS et al. 2002).

Az alábbi elemzés a Déli- és a Keleti-Bakony területére szorítkozik, mivel a Dunántúli-középhegység egyéb területein a rendelkezésre álló adatok kis száma és pontszerű jellege nem teszi lehetővé a platformok és a medencék lehatárolásának, egymáshoz való helyzetének és fejlődéstörténetének rekonstrukcióját. A Kisalföld DK-i peremén és a Bakony északi részén fúrásokban váltak ismertté anisusi platform- (Mesteri-1) és medence-fáciesű rétegsorok (Bakonyszűcs Bsz-3). A kifejlődések litológiai jellegéből és a szórványos őslénytani megfigyelésekből arra lehet következtetni, hogy az észak-bakonyi középső-triász medencék a dél-bakonyiakhoz képest nyíltabbak (és feltehetően mélyebbek is) voltak (HAAS, BUDAI 1995). Erre utal a bakonyszűcsi fúrás illír ammonitesz-együttesének dinári–schreyeralmi affinitása (VÖRÖS 1992), valamint a hanbulogi fáciesre jellemző ladin foraminifera-fajok megjelenése is (ORAVECZNÉ SCHEFFFER 1987). A Balaton-felvidéki középső-triász medencéhez hasonló genetikájú, de annál lényegesen kisebb medence valószínűsíthető a Zsámbéki-medence területén is (BUDAI 2004).

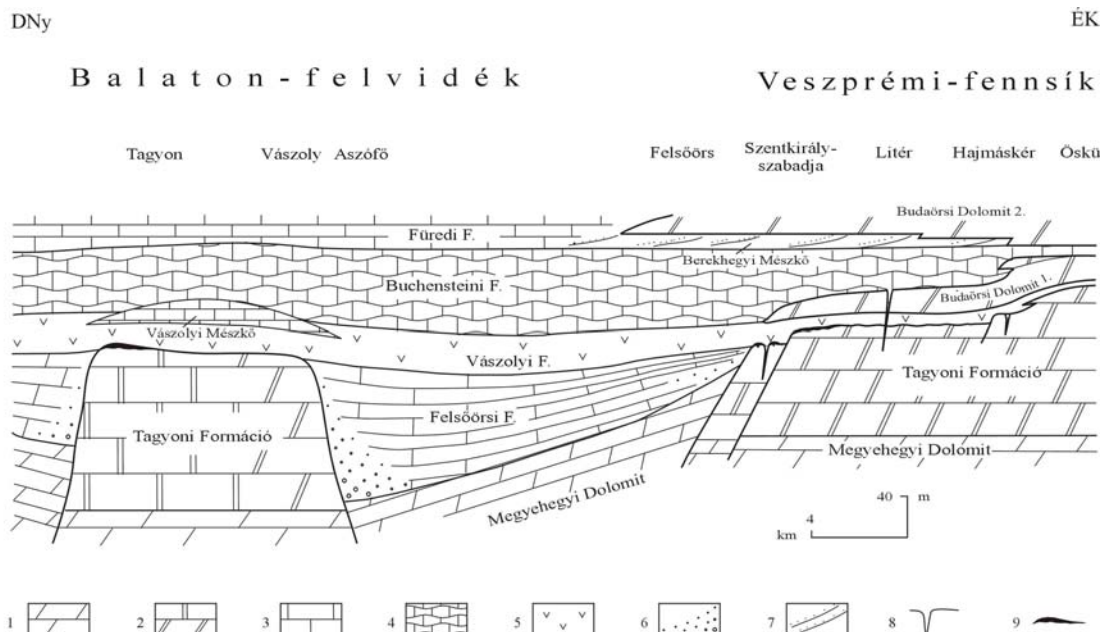
A Keleti- és a Déli-Bakony platformjainak és medencéinek egymáshoz viszonyított ösföldrajzi helyzete nehezen rekonstruálható a későbbi tektonikus mozgások hatásának korrekciója nélkül. A hosszanti térrövidülési szerkezetek (a Litéri-, a Hajmáskéri- és a Bakonykúti-feltolódás), valamint a jelentősebb elcsúszást eredményező csapásvetők (Telegdi-Roth-vonal) mentén lezajlott mozgások ugyanis igen közel hoztak egymáshoz olyan kifejlődésű képződményeket, amelyeknek az eredeti lerakódási helye és üledék-képződési környezete között a jelenleginél lényegesen nagyobb távolságot kell feltételeznünk. Különösen érvényes ez a ladin üledékképződési szakaszra, amelyet a Déli-Bakony pelágikus medencéiben kondenzált karbonátképződés, míg a Keleti-Bakonyban vulkanoklasztit lerakódás jellemez. Ennek a hatásnak a kiküszöbölése érdekében a dolgozatban szereplő ösföldrajzi vázlatok palinszpasztikus rekonstrukcióval készültek, amelynek során a feltolódások menti térrövidülést 8-10 kilométeres, a Telegdi-Roth vonal menti eltolódást pedig 5 kilométeres visszatolással egyenlítetttem ki.

A Keleti-Bakony fejlődéstörténetének geokronológiai rekonstrukciójához nem áll rendelkezésre olyan pontos és nagy felbontású biosztratigráfiai tagolás, mint a Balaton-felvidék és a Veszprémi-fennsík esetében. Ezért a Keleti-Bakony földtörténeti eseményeinek értelmezésénél különösen fontos a dél-bakonyi és dél-alpi analógiák figyelembevétele.

## *A medencék és platformok kialakulása a középső-anisusiban*

A pelsoi platformok és medencék felépítésének alapvonásai a Dunántúli-középhegység területén leginkább a Balaton-felvidéken tanulmányozottak (28. ábra), ahol:

- a platformok és a medencék között nem ismert összefogazódás, a laterális fácies-váltás éles;
- platformperemi biogén építményre vonatkozóan csak szórványos adatok vannak (ORAVECZNÉ 1980);
- a medence-fáciesű képződmények vastagságviszonyainak tendenciája alapján a medencék alakja aszimmetrikus, félárok-jellegű;
- a platformokat körülvevő proximális lejtőlábi üledékeket a medence belseje felé viszonylag kis távolságon belül váltják fel a disztális kifejlődésű laminitek;
- a platformok erodált felszínén több területen karsztosodásra utaló bélyegek figyelhetők meg, de a karsztosodási jellegek gyengén fejlettek.

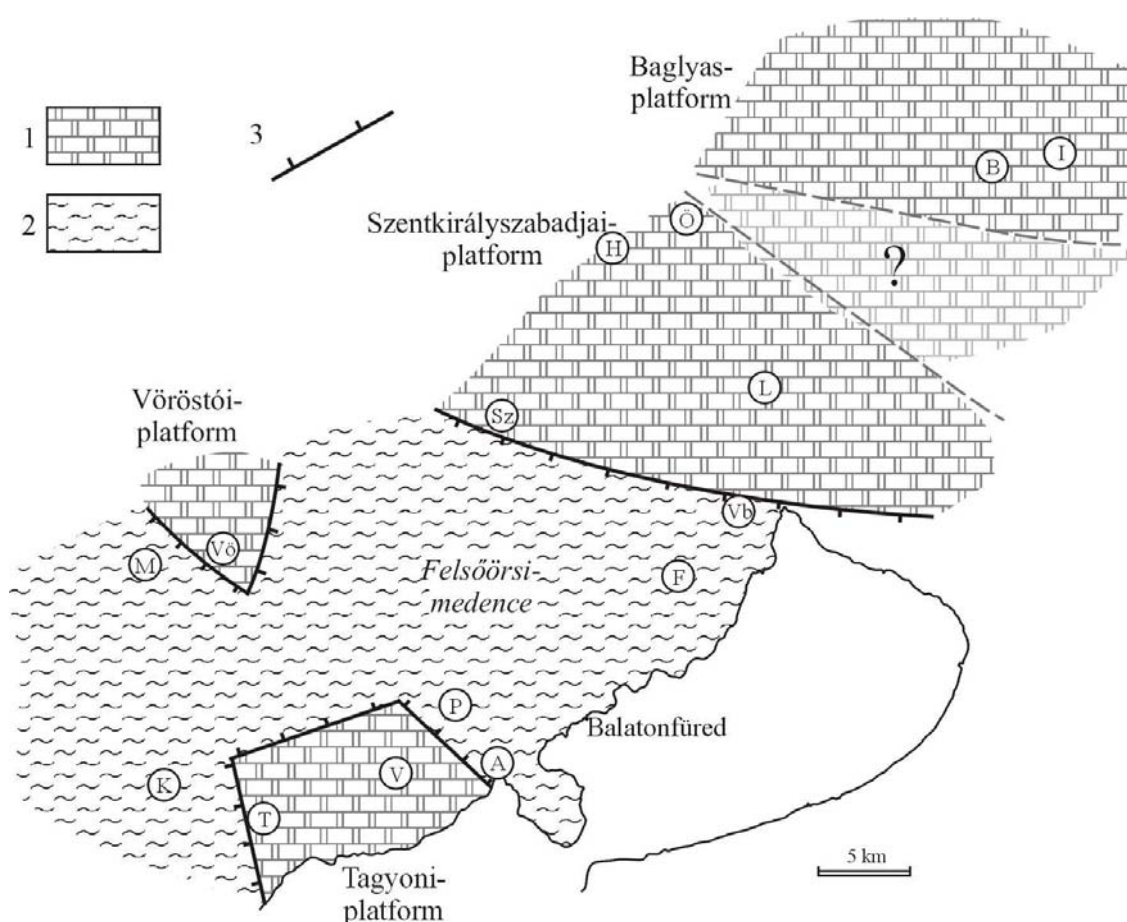


28. ábra A középső-triász képződmények fácies-kapcsolata a Balaton-felvidéken és a Veszprémi-fennsíkon (BUDAI et al. 2001a, BUDAI, VÖRÖS in prep.). Jelmagyarázat: 1. karbonátos rőmpa-fácies; 2. platformkarbonát-fácies; 3. hemipelágikus medence-fácies; 4. pelágikus medence-fácies; 5. vulkanoszediment; 6. tektonikus platformperem lejtőlábi üledéke; 7. progradáló platform lejtőlábi üledéke; 8. neptuni telér; 9. paleokarsztos nyesett felszín

A platform- és medence-fáciesű képződmények éles laterális fácies-váltása arra utal, hogy a platformokat meredek peremek határolták a medencék felé. Ennek a ténynek, valamint az egymással heteropikus fáciesek laterális vastagság-változásának és diag-

nosztikus üledékszerkezeteknek (lejtőüledékek, üledékrogyások) az elemzése alapján arra következtethetünk (BUDAI, VÖRÖS 1992), hogy a pelsoi platformok és medencék kialakulásában a szinszediment tektonika szerepe volt az elsődlegesen meghatározó. Ez a jelenség nem csak a Déli-Alpok (DOGLIONI, NERI 1988), de a Nyugati-Tethys más területén is általános, és a Neotethys óceánág kinyílásával hozható kapcsolatba (BECHSTÄDT et al. 1978; BRANDNER 1984; HAAS et al. 1995).

Az extenziós mozgások hatására a bithyniai karbonátos rámpa (Megyehegyi Dolomit) normál vetők mentén feldarabolódott a pelsoi során (BUDAI, HAAS 1997; VÖRÖS et al. 1997; BUDAI, VÖRÖS in prep.). A kiemeltebb helyzetben maradt területek fölött platformok, a süllyedők fölött hemipelágikus medencék alakultak ki (29. ábra).



29. ábra A platformok és medencék elrendeződése a Bakony DK-i peremén a pelsoi (Balatonicus kron) idején (BUDAI, VÖRÖS 1992 és VÖRÖS et al. 1997 alapján, módosítva és kiegészítve). Jelmagyarázat: 1. karbonát-platform; 2. hemipelágikus medence; 3. tektonikus platformperem. A – Aszófő; B – Baglyas; F – Felsőörs; H – Hajmáskér; I – Iszka-hegy; K – Köveskál; L – Litér; M – Mencshely; P – Pécsely; Ö – Öskü; S – Soly; Sz – Szentkirályszabadja; T – Tagyon; V – Vászoly; Vb – Vörösberény; Vö – Vöröstó

A Balaton-felvidéken két kisebb kiterjedésű szigetplatform körvonalazható: a Litérvonaltól délre húzódó pikkely területén lévő „Tagyoni platform” és az attól északra fekvő „Vöröstói platform”. Ezeknél jelentősen nagyobb kiterjedésű platform nyomozható a



Veszprémi-fennsíkon („Szentkirályszabadjai platform”) és a Keleti-Bakony területén („Baglyas platform”). Jelentősebb kiterjedésű pelsoi medence kizárólag a Balaton-felvidéken ismert a bakonyi szinklinális DK-i peremén („Felsőörsi medence”), hasonló medence léte a „Szentkirályszabadjai” és a „Baglyas platform” között nem valószínű (bár ennek eldöntésére vonatkozó adatokkal nem rendelkezünk a Várpalotai-medence aljzatából).

A „Tagyoni” és a „Szentkirályszabadjai platform” között létrejött „Felsőörsi medence” a DNy-felé billenő blokk felett lényegesen erőteljesebben süllyedt. A platformperemek tektonikus aktivitása időről-időre felújulhatott a pelsoi során, erre lehet következtetni a medencébe átülepített, platform eredetű biogén üledék több szintben történő megjelenése alapján a „Tagyoni szigetplatform” környezetében (VÖRÖS, PÁLFY 2002; BUDAI, VÖRÖS 2003a,b).

A platformkarbonátok ciklusos felépítése és a lejtő-fáciesek (klinoformok) hiánya alapján a Bakony pelsoi platformjainak a fejlődésére a vertikális épülés (aggradáció) lehetett jellemző, akárcsak a dél-alpi középső-triász platformok többségének esetében (BOSELLINI 1984, 1991; SENOWBARI-DARYAN et al. 1993; BOSELLINI et al. 1996a,b). Ennek az oka elsősorban a relatív vízszint folyamatos emelkedése lehetett (leszámítva az alacsonyabb rendű ciklusokhoz kapcsolódó kisebb vízszint-eséseket), amellyel a platform növekedése éppen lépést tudott tartani. Ugyancsak szerepet játszhatott ebben a peremek meredek és tektonikusan aktív jellege, amely a vízszintemelkedés lassulásának, majd megszűnésének idején sem tette lehetővé a progradációt.

A medencék mélységét és az akkomodációs teret tehát alapvetően a szinszediment tektonika határozta meg a pelsoi során. A vízszint relatív változásait azonban nem csak a tektonikus mozgások, hanem az eusztatikus hatások is befolyásolhatták. Szekvencia sztratigráfiai korrelációk szerint a pelsoi során a legnagyobb előntés a Balatonicus kron idejére esik (DE ZANCHE et al. 1993; BUDAI, HAAS 1997; GIANOLLA et al. 1998; HAAS et al. 2002), amelynek nagyságát jelzi a tethysi faunaelemek betörése a Germán medence területére (AIGNER, BACHMANN 1992; VÖRÖS 1992; BRACK et al. 1999).

A perm/triász határon lezajlott krízist követően a pelsoi platformok kialakulásának idejére még nem alakult ki a sekélytengeri zátonyépítő szervezetek biocönózisa (FLÜGEL 1982, 2002; SENOWBARI-DARYAN et al. 1993). A „Tagyoni platform” DNy-i peremén előforduló szivacs- és korall-maradványok alapján azonban kisebb foltzátók jelenlétére lehet következtetni, amelyek a platform-lagúnát szegélyezhették a nyílt self-medence felé (BUDAI, VÖRÖS 1992).

Érdekes jelenség a bentosz kagyló-együttes magas diverzitása és a pelágikus pszeudoplankton kagylók tömeges megjelenése a „Felsőörsi medencének” a „Tagyoni platformmal” közvetlenül szomszédos területén. Az aszófői gazdag kagyló-fauna összetételének (azon belül az epibentosz és az inbentosz formák változó dominanciájának) vizsgálata alapján VÖRÖS et al. (1997) a tápanyagellátás fokozatos csökkenésére következtetett, amit a szárazföldi háttér fokozatos távolodásának tulajdonított. Az aszófői szelvényben szórványosan előkerült hulló- és növény-maradványok (köztük egy fenyőtoboz) kétségtelenül szárazulatról történt behordódásra utalnak (VÖRÖS et al. 2003b). Feltűnő azonban, hogy hasonló mértékű diverzitás nem jellemző a „Tagyoni platform” DNy-i részén ismert fauna-együttesre. Az ősmaradvány-együttesek diverzitásában és egyedszámában tapasztalható eltérés a „Tagyoni platform” két oldala között azzal is magyarázható, hogy az ÉK-i meredek platformperem mentén olyan feláramlás alakulhatott ki, amely nutriensekben gazdag vizet szolgáltatott a különböző élethelyekhez alkalmazkodott csoportok számára. Feltételezhető, hogy hasonló feláramlás az eltérő kitettségű (és talán kevésbé meredek) DNy-i platformperemen nem, vagy kevésbé éreztette hatását.

### ***A medencék és platformok fejlődése a késő-anisusiban***

A késő-anisusi során a pelsoi platformok szárazra kerültek, és jelentős időn keresztül nem zajlott rajtuk üledékképződés (BUDAI, HAAS 1997; HAAS, BUDAI 1999). Erre utal a szentkirályszabadjai szelvényben a Tagyoni Dolomit lenyesett felszínére települő, magas kaolinit-tartalmú vöröstasyag (5. és 6. ábra) és az a tény, hogy a vöröstasyag által képviselt üledékhézag mértéke négy ammonitesz szubzóna terjedelmű a kora-pelsoi platform és a középső-illír medenceüledék között (a Balatonicus és a Camunum szubkron közötti idő kb. 1 millió évre tehető, vö. FLÜGEL 2002, Fig. 3). Nem zárható ki azonban az sem, hogy a pelsoi későbbi szakasza és a kora-illír során többször szakította meg az üledékképződést több rövidebb szárazulati időszak.

Ugyancsak üledékhézagra utal a Tagyoni Dolomit és a Vászolyi Formáció között települő vöröstasyag az Iszka-hegyen, megfelelő biosztratigráfiai adatok hiányában azonban annak mértéke nem ismert.

A pelsoi platformok szárazra kerülése a tengerszint drasztikus relatív esésének az eredménye, amely több földtörténeti eseménynek (esetleg azok eredőjének) is tulajdonítható. A kora-illír során ugyanis általános (globális) eusztatikus tengerszintesést álla-

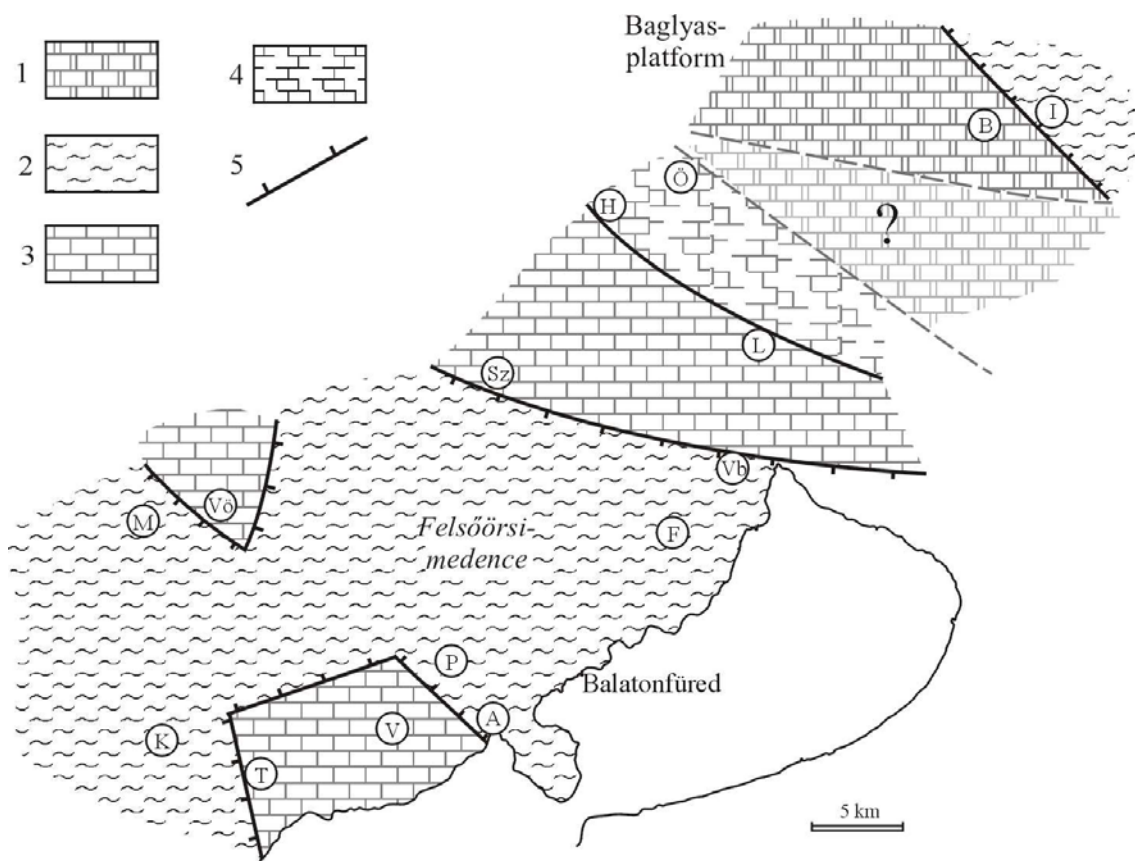
pítottak meg (HAQ et al. 1988), ennek tulajdonítható többek között a Germán-medence lefűződése a világtengerről, és abban az endemikus ammonitesz-provincia kialakulása (VÖRÖS 1992; BRACK et al. 1999). A Nyugati-Tethys körzetében azonban erőteljes transzpressziós mozgások is zajlottak ebben az időben, amelyek hatására jelentős területek emelkedtek ki és pusztultak le. A Déli-Alpok területén ezt az eseményt a Richthofen Konglomerátum képviseli (DOGLIONI 1984, 1987, 1988), amelynek lerakódását helyenként több száz (a Nyugati-Dolomitok területén akár 1000) méter vastagságú rétegsor lepusztulása előzte meg (ASSERETO et al. 1977; DE ZANCHE et al. 1993). Ehhez a tektonikus aktivitáshoz köthető a Sebesvízi Konglomerátum megjelenése is a Bükk középső-triász rétegsorában (VELLEDITS, 1999, 2000, 2004).

Érdekes ugyanakkor, hogy a viszonylag hosszú időszakot képviselő üledékhézaghoz nem társulnak látványos, nagy amplitúdójú karsztformák a Bakony pelsoi platformjain.<sup>3</sup> Ennek a jelenségnek az lehet a nyilvánvaló magyarázata, hogy a platformok karsztosodását meghatározó főbb környezeti feltételek (ESTEBAN, KLAPPA 1983; SARG, 1988) — a kitett térszínnek az erózióbázishoz viszonyított viszonylag magas helyzete és nagy mennyiségű csapadék, stb. — nem voltak adottak a késő-anisusiban. Ezt támasztják alá azok a paleoklimatológiai modellek, amelyek szerint meleg *arid* klíma jellemezte a Nyugati Tethys területének jelentős részét a középső-triász során (FLÜGEL 2002). Valószínű ugyanakkor az is, hogy a szárazra került területek további emelkedése nem volt jelentős az illír korai szakaszában, sőt, a platformok akár a tengerszint alá is kerülhettek időről időre. Ezeken a sekélytengeri hátságokon azonban eleinte legfeljebb időszakosan rakódhatott le üledék, amely a tenger alatti erózió hatására újra és újra lepusztult, különösen a nagy energiájú, szél felőli oldalakon.

A kiemelkedést és karsztosodást követően a platformterületeket ismét tenger borította el az illír közepén (30. ábra). A „Tagyoni szigetplatformon” az előntés a Camunum szubkron idejére rögzíthető mind a DNy-i (szentantalfai), mind az ÉK-i (vászolyi) területen (VÖRÖS et al. 1997). Ugyanerre az időszakra datálható a „Szentkirályszabadjai platform” előntése a DNy-i peremterületen (BUDAI, HAAS 1997), míg a platformterület belsőbb részét valamivel később, a Reitzi kron idején öntötte el fokozatosan a tenger (BUDAI et al. 2001a).

---

<sup>3</sup> Megjegyzendő azonban, hogy bauxitképződés tekintetében egymillió év igen rövid időtartamnak minősül. Ilyen típusú karsztosodás a lemezen belüli területeken kialakult karbonátplatformokon jellemző (D'ARGENIO, MINDSZENTY 1995). A szerzők többsége szerint egyébként a platformok karsztosodásra visszavezethető lepusztulásának mértéke az épülésük során zajló karbonátprodukcióhoz képest alárendeltnek tekinthető (SCHLAGER 2005).



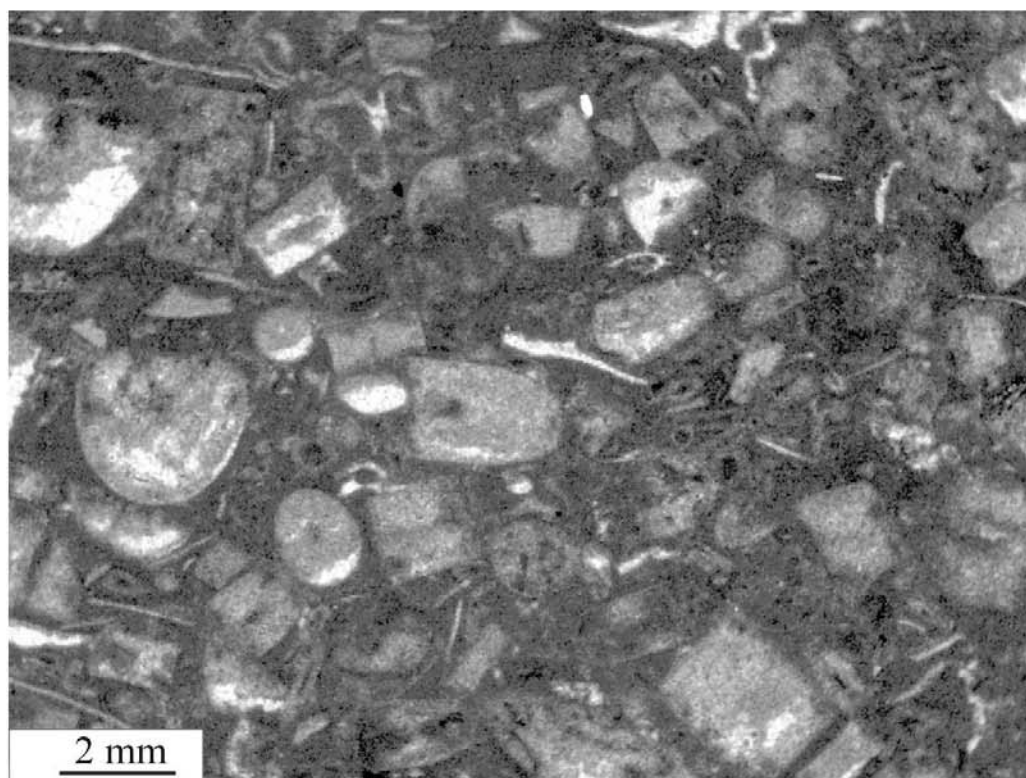
30. ábra A platformok és medencék elrendeződése a Bakony DK-i peremén a középső-illír (Camunum szubkron) során (VÖRÖS et al. 1997 alapján, módosítva és kiegészítve). Jelmagyarázat: 1. karbonát-platform; 2. hemipelágikus medence; 3. sekély szublitorális tengeralatti hátság; 4. szárazra került platform; 5. platform és tengeralatti hátság tektonikus pereme (a rövidítések magyarázatát lásd a 29. ábrán)

Ezt a középső-illír relatív vízszint-emelkedést képviseli a lombardiai területen a Prezzo Mészkö megjelenése a pelsoi (Dosso dei Morti, Camorelli) platformok felett (GAETANI et al. 1998), illetve a Bivera Formáció rátelepülése a Felső Serla platformra a Dolomitokban (FARABEGOLI et al. 1984; DE ZANCHE et al. 1993).

A szinszediment tektonikának az illír során is alapvetően meghatározó szerepe volt a platformok megfulladásában. A „Szentkirályszabadjai platform” DNY-i peremén (BUDAI et al. 1993; VÖRÖS et al. 1997) és belsőbb területein is ismertek neptuni telérek, amelyek középső-illír medence-fáciesű üledékkel vannak kitöltve (31. ábra).



**a**



**b**

31. ábra. Dolomitodott, vörös krinoideás mészkővel kitöltött neptuni telér (A) a sólyi Őr-hegy É-i oldalán, a 8-as műút bevágásában (BUDAI et al. 2001a), és mikrofáciesképe (B) a szentkirályszabadjai kőfejtőben (VÖRÖS et al. 1997)



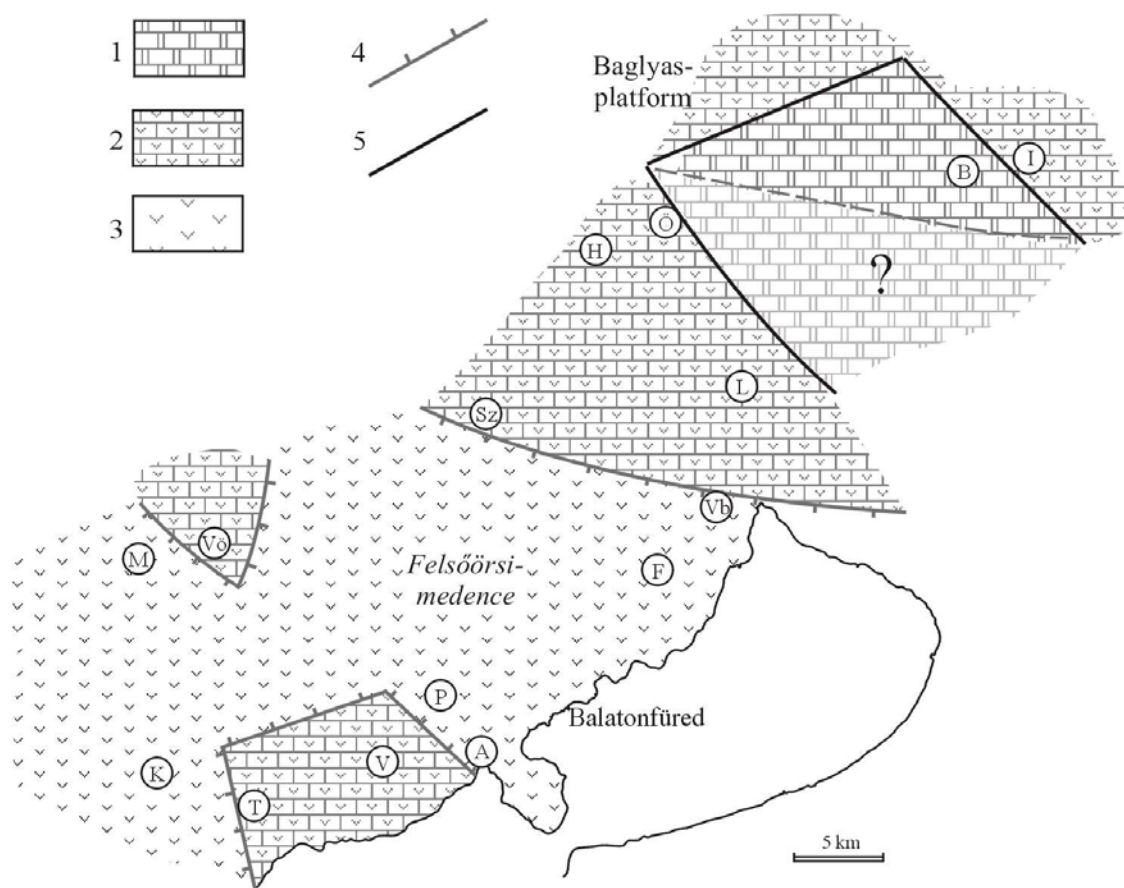
A középső-illír szinszediment tektonikus aktivitást követően intenzív vulkanizmus játszódott le az illír késői szakaszában a Tethys nyugati területén. Ennek a savanyú–intermedier (kálitrachitos–andezites) vulkanizmusnak a termékei igen nagy területi elterjedésben ismertek a Déli-Alpok (elsősorban a Dolomitok és a Karni-Alpok) területén és a Dunántúli-középhegységben is, amelyből intenzív, robbanásos, feltehetően freatomagmás jellegű vulkáni működésre lehet következtetni (CROS, SZABÓ 1984; BUDAI, VÖRÖS 1993b; BUDAI et al. 2005).

Az anisusi vulkanitok lerakódása a késő-illírré, a Reitzi kron idejére tehető a Balaton-felvidéken és a Veszprémi-fennsíkon, a radiometrikus koradatok szerint mintegy 241-240 millió évvel ezelőtti időszakra (PÁLFY et al. 2003). Az egykori vulkáni centrumok pontos helye nem ismert, bár egyes kutatók a vulkáni vonulat helyét az Alpok déli előterében, a Pó-síkság aljzatában valószínűsítik (CASTELLARIN et al. 1988). Annyi azonban bizonyos, hogy az aktív vulkánoktól meglehetősen távoli bakonyi medencék és platformok fejlődését nem befolyásolta lényegesen a késő-illír vulkanizmus. Az üledék-képződést a medencék területén kétségtelenül a túlnyomó részben átülepített vulkanoszediment képződmények határozták meg, ám azok lerakódása a medencék feltöltődésében és a platformok megfulladásában nem játszott döntő szerepet.

A késő-illír során a tengerszint relatív növekedése folyamatos volt a nyílt és viszonylag mély, pelágikus „Felsőörsi medence” területén (MONOSTORI 1995; VÖRÖS 1996, 2002; VÖRÖS et al. 1997). Az ammonitesz-együttesek összetételének vizsgálata szerint azonban az is igazolható, hogy a pelsoi platformok felett kialakult tenger alatti hátságok területén a relatív vízszintemelkedés kisebb ütemű volt, mint a nyílt medencékben.

A tengerszint növekedése a Veszprémi-fennsík területén is tapasztalható a Reitzi kron idején (32. ábra). A platformot elborító sekély tenger területét jól átvilágított és szellőzött sziklás aljzat jellemezte, erre utal az ösküi krinoideák megtartási állapota és a nagytermetű brachiopodákat is tartalmazó magas diverzitású fauna-együttes (BUDAI et al. 2001a). A platformterület elöntése ugyanakkor időben eltolódott DNy-ról ÉK felé, Szentkirályszabadjánál a Camunum szubkronra, Hajmáskér és Sóly környékén a Reitzi szubkronra, Öskünél pedig valamivel még későbbi időpontra, az Avisianum szubkronra datálható (VÖRÖS 1998; BUDAI et al. 2001a). A platformnak ez az időben elhúzódó elöntése a tengerszint relatív emelkedését jelzi a Trinodosus kron végétől kezdődően a Reitzi kron teljes időszakában, amely a szekvencia-sztratigráfiai korrelációk szerint eusztatikus jellegű volt (GIANOLLA et al. 1998; HAAS, BUDAI 1999).

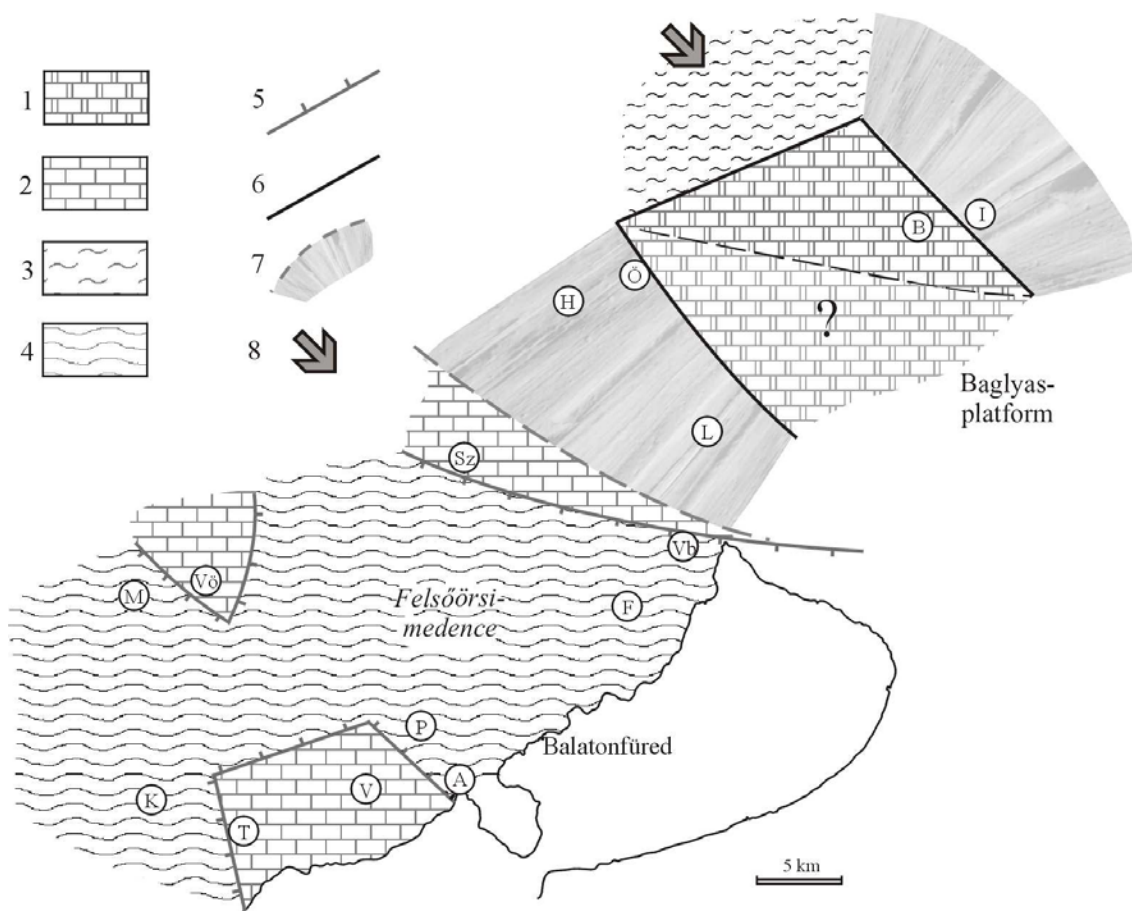
A tengerszint emelkedésével párhuzamosan fejlődő platformok esetében, amennyiben a karbonát-termelődés nem tud lépést tartani a tengerszint emelkedésével, a platform területe csökken, hátrálásra kényszerül („backstepping”). Ilyen típusú fejlődésre példa a „Lower Edifice” a Dolomitok késő-anisusi–ladin platformjainak a területén (DE ZANCHE et al. 1993, 1995; GIANOLLA et al. 1998). A Veszprémi-fennsíkon azonban az egyre fiatalabb illír medenceüledékekkel fedett platform mindenhol pelsoi alga-flórát tartalmaz, tehát ezen a területen kizárható a platformok épülése a késő-illír során. Valószínűnek látszik az az értelmezés, hogy a Camunum szubkron idején aktív tektonika által egyenlőtlenül felszabdalt „Szentkirályszabadjai platform” ÉK-felé egyre kiemeltebb helyzetben lévő blokkjait érte el egyre később a transzgresszió.



32. ábra A platformok és medencék elrendeződése a Bakony DK-i peremén a késő-illír (Reitzi kron) során (VÖRÖS et al. 1997 alapján, módosítva és kiegészítve). Jelmagyarázat: 1. karbonát-platform; 2. szublitorális tengeralatti hátság; 3. pelágikus medence; 4. tengeralatti hátság tektonikus pereme; 5. platformperem (a rövidítések magyarázatát lásd a 29. ábrán)

Az anisusi végén a tengerszint relatív növekedése rövid időre megtorpant a Secedensis kron idején (33. ábra). Ennek eredményeként rekonstruálható a Dunántúli-középhegység ÉK-i területét uraló „Budaörsi platform” első jelentősebb előrenyomulása

a Balaton-felvidéki medence felé, a Veszprémi-fennsík területén keresztül (BUDAI et al. 2001a; BUDAI, VÖRÖS in prep.), ami jelentősebb mennyiségű karbonát-üledék lerakódásával járt együtt a medencében és a tengeralatti hátacon („highstand shedding”).



33. ábra A platformok és medencék elrendeződése a Bakony DK-i peremén, az illír végén (Secedensis kron). Jelmagyarázat: 1. karbonát-platform; 2. sekély szublitorális tengeralatti hátság; 3. hemipelágikus medence; 4. pelágikus medence; 5. tengeralatti hátság tektonikus pereme; 6. platformperem; 7. progradáló platformlejtő; 8. terrigén törmelék beszállítódás (a rövidítések magyarázatát lásd a 29. ábrán)

Ez a progradációs periódus a Dolomitok platformjainak egy részénél szintén kimutatható (DE ZANCHE et al. 1993; GIANOLLA et al. 1998), és a Sciliar (Schlern) dolomit első progradációjával párhuzamosítható (BUDAI, HAAS 1997). Fontos azonban megjegyezni, hogy például a Catinaccio (Rosengarten) platform esetében az első jelentősebb progradáció csak jóval később, a ladin közepe táján jelentkezett (MAURER 2000). Ebből arra lehet következtetni, hogy a középső-triász platformok épülését a vízszint globális változása mellett lokális, vagy regionális tektonikai mozgások is befolyásolták, időnként felülírva a globális hatásokat (BUDAI, VÖRÖS in prep.).

A Balaton-felvidék középső részén, az elborított „Tagyoni szigetplatform” területén kialakult tengeralatti hátság DNy-ról ÉK felé jellegzetes laterális fácies-változást mutat.

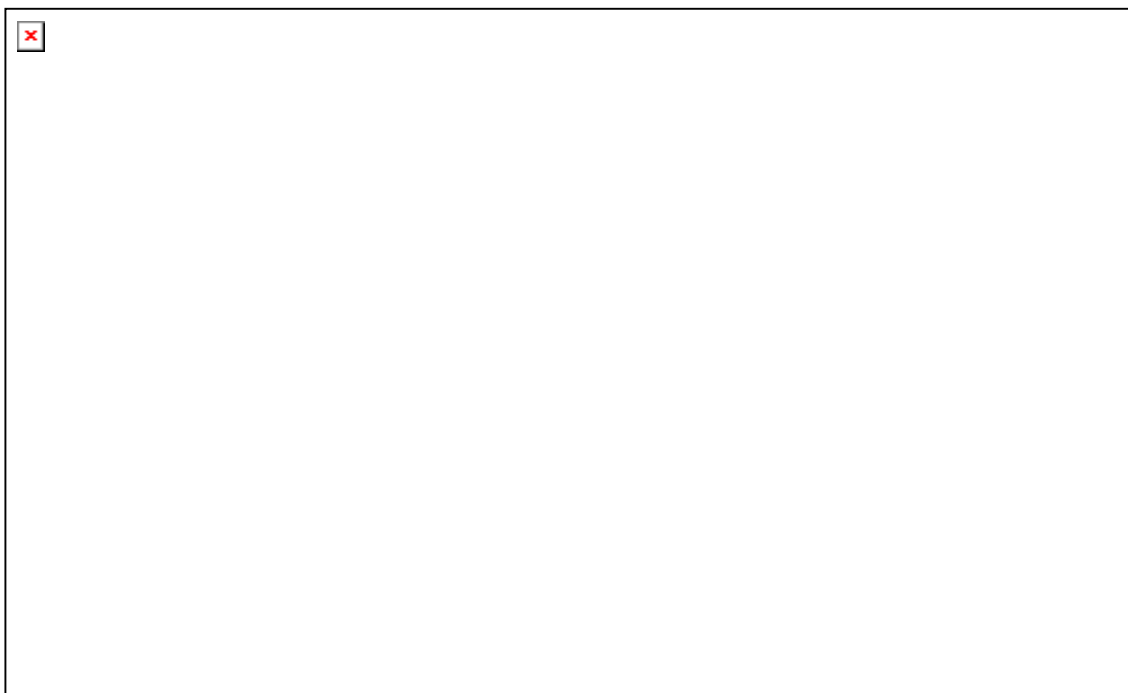
A mészkő kifejlődésű platform fölött DNy-on (Szentantalfa–Dörgicse) éles eróziós határral települ az ugyancsak mészkő litológiájú medence-fáciesű fedő, míg ÉK-en (Vászoly) a dolomitosodott platformkarbonát fölött meszes dolomit–lemezes dolomit–tufaközös dolomiton keresztül folyamatos átmeneti rétegsorral fejlődik ki a Vászolyi Formáció (BUDAI 1988). A „Tagyoni szigetplatform” DNy-i és ÉK-i területe között tapasztalható fácies-különbség feltehetően az általános szélirányhoz viszonyított eltérő helyzetre vezethető vissza. Hasonló fácies-aszimmetriát a Dolomitok középső-triász szigetplatformjain a szélnek kitett és a szélárnyékos oldal eltérő kifejlődésével hoztak összefüggésbe (BLENDINGER, BLENDINGER 1989, EGENHOFF et al. 1999). A „Tagyoni platform” esetében a DNy-i oldal lehetett a szél felőli, az ÉK-i pedig a szélárnyékos, ami (a Dunántúli-középhegység középső-triász ösföldrajzi elhelyezkedése szerint) nagyjából megfelel a Dolomitok platformjai esetében kimutatott uralkodó széljárásnak. A szélnek, illetve a szél által keltett hullámvásznak és áramlásoknak eltérő módon kitett területek fácies-aszimmetriája nem csak a „Tagyoni platformon”, hanem az annak előntését követően kialakult tengeralatti hátság területén is tapasztalható.

A Keleti-Bakony középső-triász fejlődése (34. ábra) több vonatkozásban is eltér a Balaton-felvidék és a Veszprémi-fennsík történetétől (BUDAI et al. 2001b). A késő-anisusi relatív vízszint-emelkedése ezen a területen is a pelsoi platform megfulladását eredményezte az Iszka-hegy környékén, amelynek kezdetét brachiopodás mészkő reprezentálja, akárcsak Lombardiában a „Banco a Brachiopodi” az Angolo Mészkő felső, peritidális dolomitból álló kifejlődése felett (JADOUL et al. 1992; GIANOLLA et al. 1998). A brachiopoda-együttes összetétele alapján (PÁLFY 1986, 1991) kezdetben sekély szublitorális, iszapos aljzatú lagúna jött létre a platform ÉK-i peremén. A további vízszintemelkedés következtében a lagúna és a nyílt tenger között később közvetlen kapcsolat alakult ki az illír közepén (Camunum szubkron), erre utal a pelágikus ammoniteszek megjelenése. Az ezt követő magas vízállású időszakban karbonátplatform jött létre az illír végén, amelynek peremén uralkodóan szivacsokból felépülő foltzátonyok is kialakultak. A Keleti-Bakony késő-illír platformja — rétegtani helyzete, jellegzetes fáciése és *Dasycladacea* flórája alapján (PISA et al. 1978; GAETANI et al. 1981) alapján — a Dolomitok Contrin platformjával párhuzamosítható.

Késő-illír platform a Balaton-felvidék és a Veszprémi-fennsík területén az eddigi ismeretek szerint nem alakult ki (BUDAI et al. 2001a).

A „Baglyas platformjának” DNy-i peremén kialakult medence fejlődése az Iszka-hegy medencéjétől némiképp eltérően alakult. „Felsőörsi medence” (vagy lagúna) ki-

alakulására ezen a területen nincs adat, a platform csak valamivel később, feltehetően a késő-illír idején fulladt meg.



34. ábra. A középső-triász képződmények fácies-kapcsolata a Keleti-Bakonyban (BUDAI et al. 2001b alapján, módosítva). Jelmagyarázat: 1. platform-fáciesű karbonátok; 2. lagúna-fáciesű karbonátok; 3. hemipelágikus medence-fáciesű karbonátok; 4. vulkanit; 5. márga; 6. vulkanoklasztit (homokkő, kavics); 7. szivacs; 8. Dasycladacea; 9. brachiopoda-kokvina; 10. ammonitesz

### ***A medencék és platformok fejlődése a kora-ladinban***

A késő-illír (Secedensis kron) magas vízállás időszakát követően a tengerszint újabb emelkedése rekonstruálható a ladin elején (Curionii kron) a bakonyi platformok és medencék területén.

A Balaton-felvidéki eupelágikus medencét a ladin teljes időtartama során viszonylag kondenzált karbonát-lerakódás jellemezte. Egyes területeken azonban — elsősorban a korábbi „Tagyoni platform” területén kialakult tengeralatti háton és annak közvetlen környékén (pl. a Bocsár-hegyen) — jellemző volt a radiolariás iszap lerakódása is. A radiolaritok elterjedésének a tengeralatti magaslatokhoz való kötődéséből arra lehet következtetni, hogy a magaslatok peremei mentén feláramlás volt, amely biztosította a nutriensekben gazdag víz (elsősorban a sejtek felépítéséhez nélkülözhetetlen foszfor és a vázépítéshez szükséges szilícium) folyamatos utánpótlását a mélyebb vízrétegekből (DOSZTÁLY 1997).



A Balaton-felvidék középső részén lévő tengeralatti hátság területén a Curionii kron idején zajló tengerszint-emelkedést foszforitos keményfelszín (12. ábra) kialakulása jelzi (BUDAI, HAAS 1997). A foszforit dúsulását egyes szerzők a sekélytengeri szervek akkumulációjának (KISS, VIRÁG 1959), mások a középső-triász vulkanizmus hatásának tulajdonítják (BALOGH K. 1992). Valószínűbb azonban, hogy a foszforit lerakódása is a tengeralatti hátság kiemelt helyzetének tulajdonítható, amelynek területén a peremek menti feláramlás teremtett kedvező feltételeket az élővilág számára a foszfor kiválasztásához, ugyanis a nyílt mélytengerek vizének a foszfortartalma nagyságrendekkel magasabb, mint a szárazföldeket környékező sekély selfeken. Hasonló ösföldrajzi helyzetű üledékképződési környezetben a földtörténet más periódusaiban is ismert foszforit dúsulás. Például a lengyelországi Szent-Kereszthegység ordovíciumában a tengeralatti hátság peremei metén történt feláramlás mellett kedvező hatásnak tulajdonítják a sziliciklasztitok behordódásának hiányát is (TRELA 2005), ami a Balaton-felvidéki pelágikus tengeralatti hát esetében is meghatározó lehetett.

A Veszprémi-fennsík területén a Curionii kron idején zajló transzgresszió eredményeként a Budaörsi platform visszahúzódott ÉK felé. A platformlejtőre települő ammoniteszes mészkő ezen a területen is jelzi a nyílt, pelágikus medence térnyerését a platformok rovására (20. és 21. ábra). A tengerszint relatív emelkedésében azonban ebben az időszakban is jelentős szerepet játszhatott a szinszediment tektonika. A litéri murvabánya D-i falán a Tagyoni Dolomitot harántoló neptuni telért (35. ábra) sárgás-szürke, agyagosodott tufa tölti ki. A benne talált gazdag ammonitesz-együttest az Arces-tes alakkörbe tartozó egyedek uralják (*Proarcestes subtridentinus*, *Joannites* sp.), a szintjelző értékű taxonok (*Eoprotrachyceras pseudoarchelaus*, *Protrachyceras gredleri*, *P. longobardicum*, *Arpadites arpadis*) a középső-ladin Gredleri és Archelaus Zónába tartoznak (VÖRÖS 1998). A süllyedő (=Balaton-felvidék) és a relatíve emelkedő területek (=Keleti-Bakony) határán lejátszódó blokktektonikus mozgások hatására felnyílt neptuni telér tehát a tengerfeneket borító, többé-kevésbé konszolidálatlan, tufával kevert mészsizzappal töltődött ki a ladin közepén (BUDAI et al. 2001a), a radiometrikus adatok szerint mintegy 238-239 millió évvel ezelőtt (PÁLFY et al. 2003).

Hasonló korú (ammonitessekkel datált) neptuni telérek a Dolomitok különböző területein is ismertek, többek között a Latemar platformján is (GAETANI et al. 1981; DE ZANCHE et al. 1993).



35. ábra. Agyagosodott vulkanittal kitöltött neptuni telér a litéri murvabánya D-i falán (BUDAI et al. 2001b). A Tagyoni Dolomitot harántoló telérben a sötétszürke dolomit-klasztok mellett gazdag felső-ladin ammonitesz-együttes fordul elő: a – *Proarcestes* sp., b – *Protrachyceras* cf. *gredleri*, c – *Arpadites arpadis* (VÖRÖS 1998)

A középső-ladin medence mélységére ugyancsak a fáciesjelző ősmaradványok alapján következtethetünk. A litéri murvabányában a Buchensteini Formáció rétegeiből előkerült jellegzetes psychroszferikus osztrakóda-együttes és a Tanaidacea rákok arra utalnak, hogy a platformok közötti medence mélybatiális lehetett, mélysége meghaladhatta az 500 métert is (BUDAI et al. 2001a; HANNIBAL et al. 2003). Hasonló vízmélység feltételezhető a Balaton-felvidéki tengeralatti hátság környezetében is a feláramlásra utaló foszforit- és radiolarit-dúsulás alapján.

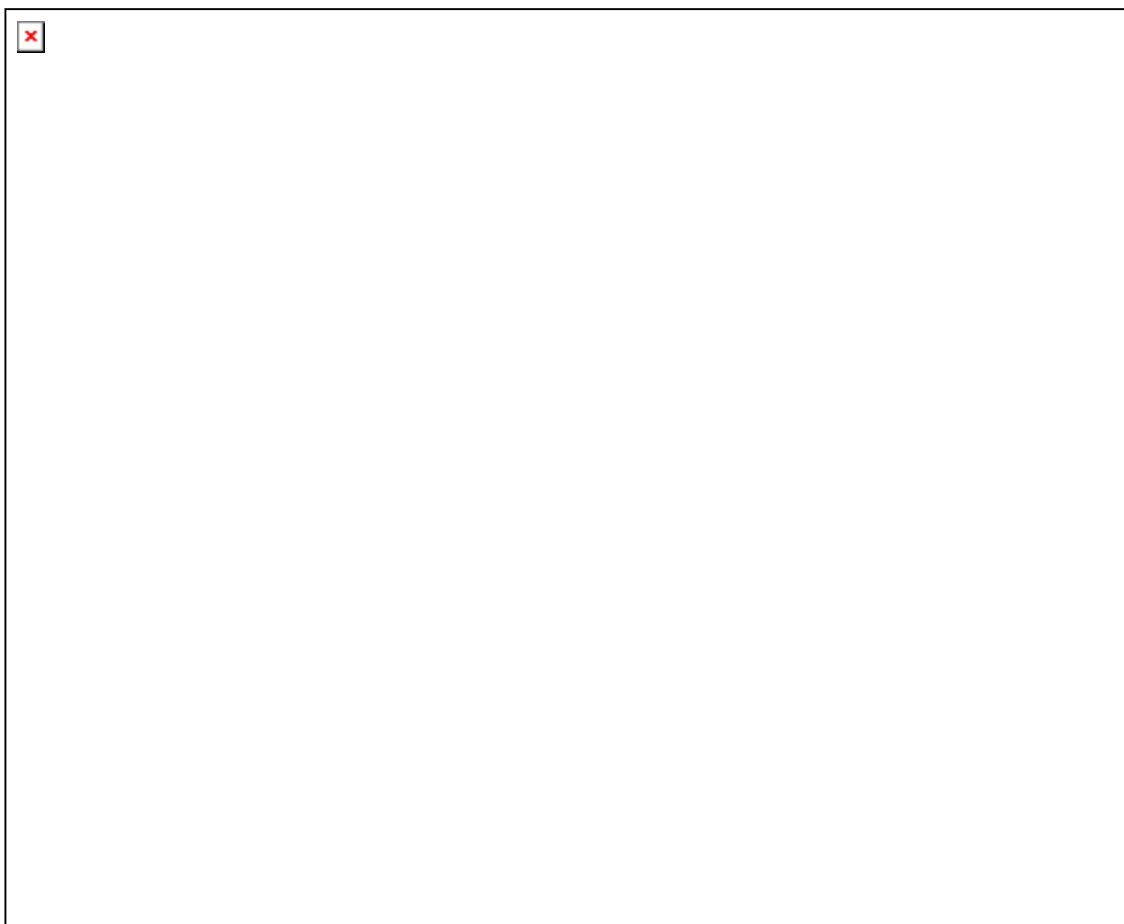
Mélytengeri környezetre utal a litéri bányában lévő neptuni telér ammonitesz-együttesének az összetétele is, amelyben az Arcestes-félék elsöprő túlsúlya a díszített formák rovására a ladin medence legnagyobb vízmélységét jelzi a Gredleri és az Archelaus kron fordulója tájékán. A foraminiferák között található sekélytengeri alakok

(*Turritellella*) ugyanakkor nem túl távoli, egyidős platformról halmozódhattak át. A platformok és a mély medencék ilyen közeli kapcsolata alapján viszonylag meredek, a transzgressziós időszakban felfelé épülő platformperem tételezhető fel, amely a Dolomitok klasszikus ladin platformjaihoz hasonló morfológiára utal (BOSELLINI 1984, 1991).

A longobard közepén (Archelaus kron) tehát erőteljesen megnőtt a tágulósos tektonikai aktivitás és ezzel egy időben felerősödött a vulkanizmus is. A Dolomitok területén ezzel nagyjából egy időben zajló, igen intenzív vulkanizmus jelentős mennyiségű bazaltos lávaömléseket produkált (VIEL 1979; PISA et al. 1980; BOSELLINI 1991; BOSELLINI et al. 1996a,b), amelynek hatására a platformok egy részét vulkáni anyag borította el.

A Keleti-Bakony fejlődése a ladin korai szakaszában is eltérő módon alakult a Déli-Bakonyétól (36. ábra). A Baglyas platformjának növekedése a kora-ladin transzgresszióval lépést tudott tartani (az aggradációt csak a leggyorsabb vízszintemelkedés idején válthatta fel kisebb mértékű hátrálás). A platform két oldalán kialakult medencék a kora-ladin során is viszonylag sekélyek maradtak, jelentősebb vastagságú üledék nem rakódott le bennük.

A platformok fejlődését tehát a ladin során sem elsősorban a globális euszmatikus tengerszint-változások, hanem egyéb, lokális vagy regionális hatások befolyásolhatták. Erre utal, hogy a dél-alpi és a bakonyi platformok aggradációs és progradációs periódusa között jelentős időbeli eltérés mutatkozik (BUDAI, VÖRÖS in prep.). A bakonyi platformok épülése éppen lépést tudott tartani a tengerszint relatív emelkedésével a Gredleri és az Archelaus kron idején, míg a Dolomitok egyes platformjai (pl. a Catinaccio) erőteljesen progradáltak ebben az időben (MAURER 2000). Figyelemre méltó körülmény, hogy a Dolomitok platformjai sem fejlődtek egységesen, viszonylag kis területen belül is eltér az egyes platformok megfulladásának az időpontja. Az ÉNy-i Dolomitokban például a platformok aggradációja a Curionii Kronig igazolható, miközben a központi Dolomitokban a Cernera platformja már a Reitzi kron végén megfulladt (BRACK, MUTTONI 2000).



36. ábra A platformok és medencék elrendeződése a ladin során a Bakony DK-i peremén (Gredleri–Archelaus kron). Jelmagyarázat: 1. karbonát-platform; 2. sekélybatiális tengeralatti hátság; 3. batiális pelágikus medence; 4. vulkanoklasztittal feltöltődő sekély medence; 5. tengeralatti hátság pereme; 6. platformperem; 7. terrigén törmelék beszállítódás (a rövidítések magyarázatát lásd a 29. ábrán)

### ***A medencék és platformok fejlődése a késő-ladinban és a karni elején***

A késő-ladin kezdetén (Archelaus kron) még tovább folytatódott a kondenzált karbonátképződés a Balaton-felvidék és a Veszprémi-fennsík területét uraló pelágikus medencében. A vulkanitok lerakódása ebben az időben már teljesen alárendelt volt. A longobárd késői szakaszában (Regoledanus kron) azonban a Veszprémi-fennsíkon már megkezdődött a Budaörsi platform második, a korábbinál erőteljesebb előrenyomulása az idő közben fokozatosan feltöltődött DNy-i medenceterület felé. A „wettersteini típusú” platform lagúnáját szivacsok és bekérgező szervezetek által szilárdított kezdetleges zátonyok szegélyezték, a platform enyhe hajlású lejtővel csatlakozhatott a környező medencék felé (HAAS et al. 2000).

A Balaton-felvidéki medence területén a környező platformok progradációja időben kissé eltolódva, a karni legelején (Aon kron) érezte hatását (BUDAI, HAAS 1997). A

platformok előrenyomulásával párhuzamosan egyre több karbonátszemcse került a fokozatosan feltöltődő medencébe („highstand shedding”). Érdekes ugyanakkor, hogy a Balaton-felvidék közepén jóval korábban kialakult tengeralatti hátság még ekkor is némileg kiemelkedhetett a környezetéből. Erre utal, hogy a késő-ladinban ismét jelentős mértékben elszaporodtak a „pszeudoplankton” kagylók az egykori Tagyoni platform területén, ami tengeralatti kiemelkedés mentén történt feláramlásnak tulajdonítható.

A Keleti-Bakony területén a késő-ladin során sem alakult ki a Balaton-felvidék és a Veszprémi-fennsík eupelágikus medencéjéhez hasonlóan mély és nyílt medence. A platform ÉNy-i előtérében lévő sekély medence vulkáni forrásterületről behordódott vulkanoklasztittal töltődött fel. A szenesedett növénymaradványok nagy mennyisége, a törmelék „éretlensége” és a kavicsok megjelenése viszonylag közeli szárazulatra utal, amely savanyú, intermedier és bázisos vulkanitokból épülhetett fel<sup>4</sup>. A ladin végén a Baglyas platformja előrenyomult a fokozatosan feltöltődött medence irányába, és a karnitól kezdve platform uralta a Keleti-Bakony területét a késő-triász során. A platform ÉK-i háttérében lévő medencébe csak a feltöltődés utolsó stádiumában jutott be alárendelt mennyiségű vulkanoklasztit.

A Déli- és a Keleti-Bakony középső-triász fejlődéstörténete közötti legmarkánsabb különbség tehát a ladin korszak középső és késői szakaszán mutatkozik (36. és 37. ábra). Érdekes ugyanakkor, hogy a Keleti-Bakony pusztuló vulkáni szárazulatáról szinte egyáltalán nem jutott törmelék a Déli-Bakony pelágikus, karbonátiszap lerakódásával jellemzett „éhező” medencéjébe. Ebből a tényből arra lehet következtetni, hogy a két, egymáshoz (jelenleg) igen közeli medence között egy olyan kiemelt helyzetű területnek kellett lennie, amely meggátolta a törmelék további szállítódását D, illetve DNy felé. Ennek a kiemelt „gátnak” a része lehetett a Baglyas platformja is, de attól Ny-ra is feltételezhető egy vagy több ladin platformtest a Bakony alatt.

A Keleti-Bakonyéhoz hasonló, bár jóval intenzívebb és bázisos vulkanizmus zajlott a Dolomitok egyes területein a késő ladinban, ahol a szárazra került vulkanit-területek eróziója során nagy mennyiségű terrigén törmelék került a „Wengeni medencébe”

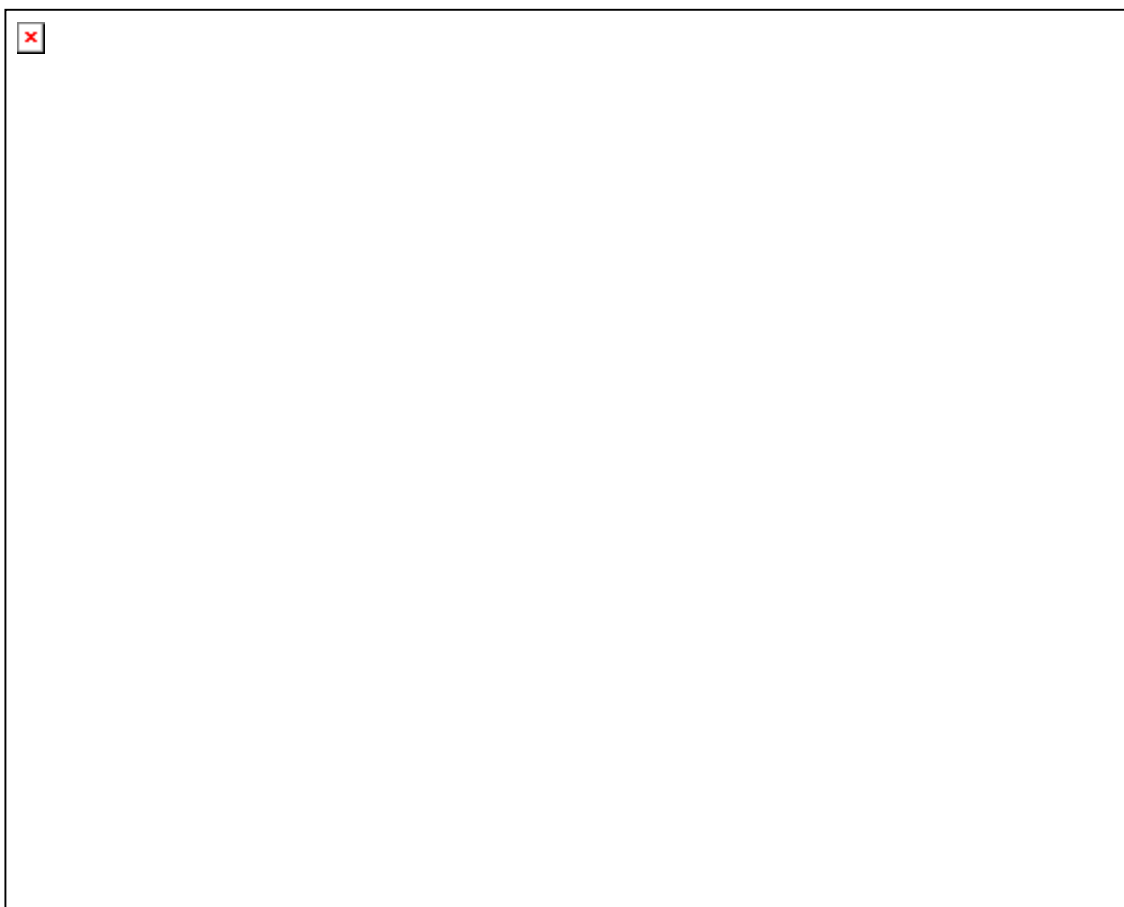
---

<sup>4</sup> A szárazulat feltételezett helyére és kiterjedésére nincsenek közvetlen adatok, bár a Bakonykúti-medencében végzett mágneses mérések kétségkívül jeleznek kisebb pozitív anomáliát a medence aljzatában (Dudko A. szóbeli közlése). A balatonfői rögök területén a Polgárdi Mészköben ismertek középső-triász andezitobazalt telérek, amelyek — a devon mészkövet ért metasomatikus hatásokkal együtt — jelentősebb méretű szubvulkáni test léteire utalnak (GYALOG, HORVÁTH szerk. 2004). Hasonló, kisebb magmás kőzettest valószínűsíthető a Keleti-Bakonyban is.



(BOSELLINI 1991; BOSELLINI et al. 1996a; DE ZANCHE et al. 1993; GIANOLLA et al. 1998).

A Bakony „Budaörsi platformjának” térhódítása a ladin és a karni határán a tengerszint relatív csökkenéséhez köthető. Tekintettel arra, hogy ez a tendencia nem csak a Dunántúli-középhegységben (BUDAI, HAAS 1997; HAAS, BUDAI 1999; HAAS et al. 2000), hanem a Nyugati Tethys és az azt körülvevő szárazulat epikontinentális medencéinek területén is megfigyelhető (GIANOLLA, JACQUIN 1998), harmadrendű euszmatikus tengerszint-változást tételezhetünk fel az adott időintervallumban. Valószínű azonban, hogy ezzel egy időben tektonikus kiemelkedés is zajlott és a klíma is humidabbá vált a Tethys Ny-i területén. Erre következtethetünk a jelentős mennyiségű finom sziliciklaszt behordódásából a karni intraplatform medencékbe, ami a szárazföldi területek lepusztulásának növekvő intenzitását jelzi.



37. ábra A platformok és medencék elrendeződése a ladin végén és a karni elején (Regoledanus—Aon kron) a Bakony DK-i peremén. Jelmagyarázat: 1. karbonát-platform; 2. karbonátiszappal feltöltődő medence; 3. progradáló platformlejtő (proximális fácies); 4. progradáló platformlejtő (disztális fácies); 5. tengeralatti hátság pereme; 6. platformperem (a rövidítések magyarázatát lásd a 29. ábrán)

A „Budaörsi platform” második, a korábbinál lényegesen jelentősebb területi kiterjedésű késő-ladin–kora-karni progradációjához hasonló az Északi-Mészkőalpokban a „Karwendel platform” (BRANDNER 1984), Lombardiában az „Esino platform” (JADOUL et al. 1992, GAETANI et al. 1998), a Dolomitok területén a „Cassiani platform” előrenyomulása (DE ZANCHE et al. 1993) az egykorú medencék irányába. Hasonló esemény ismert Horvátország ÉNy-i részén (GORICAN et al. 2005) és Szlovénia területén is (SMUC, CAR 2002).



A középső-triász közepén kialakult medencék feltöltődése a karni során is folytatódott a Bakony területén. A Nyugati-Tethyst környékező szárazföldről lepusztuló terrigén törmelék behordódását egy-egy rövid periódusban az előrenyomuló karbonátplatformokról átülepedett karbonátiszap lerakódása szakította meg a magas vízállás időszakaiban. A medencék végső feltöltődése és a környező platformok erőteljes előrenyomulása nyomán kiegyenlített térszín jött létre, amelyen jelentős kiterjedésű karbonátplató alakult ki a késő-karniban.

## ÖSSZEFOGLALÁS

A nagy vonalakban felvázolható őskörnyezeti kép szerint tehát a Déli-Bakony kisebb-nagyobb „szigetplatformokkal” illetve tengeralatti hátságokkal tarkított medence-területét ÉK (és valószínűleg É felé is) jelentősebb kiterjedésű platformok szegélyezték a triász középső szakaszában. Ezek a platformok különböző mértékben nyomultak előre illetve húzódtak vissza a relatív tengerszint, valamint a klíma által meghatározott üledékképződési feltételek változásainak megfelelően. Az egyik ilyen platform a Keleti-Bakony területére esik, amelynek fejlődése a Déli-Bakonytól eltérően alakult a középső-triász különböző szakaszai során.

A platformok és a medencék fejlődésének egyes szakaszai, illetve az azokat befolyásoló földtani események és az őskörnyezeti feltételek változásai az alábbiakban foglalkozhatók össze.

1. A pelsoi medencék és platformok kialakulását alapvetően a Neotethys riftesedését kísérő extenziós blokktektonika határozta meg, a tengerszint eusztatikus változásának hatása alárendelt szerepet játszhatott az üledékképződési tér alakulásában. A „Felsőörsi medence” felnyílása a pelsoi során játszódott le (Balatonicus szubkron), a Megyehegyi Dolomit karbonátos rámpájának normál vetők mentén történt feldarabolódásának eredményeként. A billenő mozgással süllyedő blokkok felett félárkok, míg a kiemeltebb helyzetben maradt területén kisebb szigetplatformok jöttek létre. A Keleti-Bakonyban bizonyíthatóan pelsoi korú medence nem ismert.

2. Az illír korai szakaszában a pelsoi platformok szárazra kerültek, és jelentős időn keresztül nem zajlott rajtuk üledékképződés. A tengerszint relatív csökkenése részben eusztatikus tengerszintesésnek, részben a Nyugati-Tethys körzetében zajló transzpressziós mozgások hatására történt kiemelkedésnek tulajdonítható.

3. A platformterületek ezt követő elöntése az illír közepétől kezdődően az illír végéig zajlott. A „Tagyoni platform”, valamint a „Szentkirályszabadjai platform” DNy-i peremterülete a középső-illírben (Camunum szubkron), míg utóbbinak az ÉK-i része valamivel később, a késő-illírben (Reitzi kron) vált szubtidális tengeralatti hátsággá. A platformok megfulladásában a szinszediment tektonikának is meghatározó szerepe volt, amelyet intenzív, feltehetően freatomagmás, robbanásos vulkáni tevékenység követett

az illír késői szakaszában (ennek centrumai a mai Dunántúli-középhegység területén kívül esnek).

A korábbi platformok területén kialakult tengeralatti hátságokat változatos üledékképződés jellemezte, amely a kiemeltebb helyzetből adódó speciális környezeti feltételeknek (szél-hatás, feláramlások, stb.) tulajdonítható.

4. A Budaörsi Dolomitból felépülő platformok első jelentősebb előrenyomulása a Balaton-felvidéki medence felé az illír végére datálható (Secedensis kron), amely a tengerszint relatív növekedésében bekövetkezett rövid megtorpanásnak tulajdonítható. Ennek hatására a medencék üledékképződésében a vulkáni eredetű anyag helyett a karbonátiszap lerakódása vált meghatározóvá.

5. A kora-ladin során (Curionii–Gredleri kron) a relatív tengerszint további emelkedésével batiális nyílt medence alakult ki a Déli-Bakony területén, amelyben kondenzált karbonátképződés zajlott a longobard közepéig. A tengerszint relatív változását ebben az időszakban is jelentősen befolyásolta a szinszediment tektonika a Veszprémi-fennsíkon. A dél-alpi platformok fejlődését alapvetően meghatározó késő-ladin vulkanizmus azonban csak a Keleti-Bakonyban érezte jelentősebb mértékben a hatását, ahol a platformot övező sekély medencét közeli vulkáni területről lepusztult törmelék töltötte fel.

6. A dél-bakonyi medence fokozatos sekélyülése nyomán a „wettersteini típusú” ladin platformok erőteljes előrenyomulása kezdődött meg a Veszprémi-fennsík területén a longobárd végén (Regoledanus kron), amelynek nyomán jelentős mennyiségű karbonátanyag jutott a Balaton-felvidéki medencébe. A karni elejétől a Keleti-Bakony teljes területét és a Déli-Bakony ÉK-i részét karbonátplatformok foglalták el, míg a Balaton-felvidéki medencében távoli lepusztulási területről származó finom sziliciklaszt lerakódása kezdődött meg.

## IRODALOM

- AIGNER, T., BACHMANN, G. H. 1992: Sequence-stratigraphic framework of the German Triassic. — *Sedimentary Geology* **80**, 115–135.
- ARMIENTI, P., CORAZZATO, C., GROPELLI, G., NATOLI, E., PASQUARE, G. 2003: Geological and petrographical study of Montecampione Triassic subvolcanic bodies (Southern Alps, Italy): preliminary geodynamic results. — *Bollettino Società Geologica Italiana* **vol. spec. 2**, 67–78.
- ASSERETO, R., BRUSCA, C., GAETANI, M., JADOUL, F. 1977: The Pb-Zn mineralization in the Triassic of the Dolomites. Geological history and genetic interpretations. — *l'Industria Mineraria* **28**, Publ. Ist. Geol. Pal. Univ. Milano 231, 33 p.
- BALOGH, K. 1981: Correlation of the Hungarian Triassic. — *Acta Geologica Hungarica* **24/1**, 3–48.
- BALOGH K. 1991: Szedimentológia II. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 356 p.
- BALOGH K. 1992: Szedimentológia III. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 400 p.
- BALOGH, K., DOBOSI, K., GÓCZÁN, F., HAAS, J., ORAVECZ, J., ORAVECZ-SCHEFFER, A., SZABÓ, I., VÉGH-NEUBRANDT, E. 1983: Report on the activities of the Triassic working-group in Hungary. — *Österreichische Akademie Wissenschaften Schrift. Erdwis. Komm.* **5**, 17–36.
- BECHSTÄDT, TH., BRANDNER, R., MOSTLER, H., SCHMIDT, K. 1978: Aborted rifting in the Triassic of the Eastern and Southern Alps. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* **156/2**, 157–178.
- BENCE G., BERNHARDT B., BIHARI D., BÁLINT CS., CSÁSZÁR G., GYALOG L., HAAS J., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KAISER M., KÉRI J., KÓKAY J., KONDA J., LELKESNÉ FELVÁRI GY., MAJOROS GY., PEREGI ZS., RAINCSÁK GY., SOLTÍ G., TÓTH Á., TÓTH GY. 1990: A Bakony hegység földtani képződményei. Magyarázó a Bakony hegység fedetlen földtani térképéhez 1:50 000. — *Földtani Intézet Alkalmi Kiadvány*, 119 p.
- BLENDINGER, W. 1983: Anisian sedimentation and tectonics on the M. Pore–M. Cenera area (Dolomites). — *Rivista Italiana Paleontologia Stratigrafia* **89**, 175–208.
- BLENDINGER, W. 1985: Middle-Triassic strike-slip tectonics and igneous activity in the Dolomites (Southern Alps). — *Tectonophysics* **113**, 105–121.
- BLENDINGER, W., BLENDINGER, E. 1989: Windward-leeward effects on Triassic carbonate bank margin facies of the Dolomites, northern Italy. — *Sedimentary Geology* **64**, 143–166.
- BLENDINGER, W., PAROW, A., KEPPLER, F. 1984: Paleogeography of the M. Cenera- Piz del Corvo area (Dolomites/ Italy) during Upper Anisian and Ladinian. — *Geologica Romana* **21**, 217–234.
- BOSELLINI, A. 1984: Progradation geometries of carbonate platforms: example from the Triassic of the Dolomites, Northern Italy. — *Sedimentology* **31**, 1–24.
- BOSELLINI, A. 1991: Geology of the Dolomites. An introduction. — Dolomieu Conference on Carbonate Platform and Dolomitization (Ortisei), 3–43.
- BOSELLINI, A., ROSSI, D. 1974: Triassic carbonate buildups of the Dolomites, Northern Italy. — In LAPORTE L. F. (ed.): Reefs in time and space. *SEPM Spec. Publs.* **18**, 209–233.



- BOSELLINI, A., NERI, C. 1991: The Sella Platform (Upper Triassic, Dolomites, Italy). — Dolomieu Conference on Carbonate Platform and Dolomitization, Guidebook Excursion B, Ortisei, 3–30.
- BOSELLINI, A., STEFANI, M. 1991: The Rosengarten: A platform- to- basin carbonate section (Middle Triassic, Dolomites, Italy). — Dolomieu Conference on Carbonate Platform and Dolomitization, Guidebook Excursion C, Ortisei, 3–24.
- BOSELLINI, A., NERI, C., STEFANI, M. 1996a: Geologia delle Dolomiti. Introduzione Geologica. Guida alla Escursione Generale. — Societa Geologica Italaliana, 120 p.
- BOSELLINI, A., NERI, C., STEFANI, M. 1996b: Geologia delle Dolomiti. Geometrie deposizionali e Stratigrafia fisica a grande scala di piattaforme carbonatiche triassiche. — Societa Geologica Italaliana, 36 p.
- BÖCKH J. 1872: A Bakony déli részének földtani viszonyai. I. — *Földtani Intézet Évkönyve* **2/2**, 31–166.
- BRACK, P., RIEBER, H. 1986: Stratigraphy and ammonoids of the Lower Buchenstein Beds of the Brescian Prealps and Guidicarie and their significance for the Anisian/Ladinian boundary. — *Eclogae geologicae Helvetiae* **79/1**, 181–225.
- BRACK, P., RIEBER, H. 1993: Towards a better definition of the Anisian/Ladinian boundary: New biostratigraphic data and correlations of boundary sections from the Southern Alps. — *Eclogae geologicae Helvetiae* **86/2**, 415–527.
- BRACK, P., MUTTONI, G. 2000: High-resolution magnetostratigraphic and lithostratigraphic correlations in Middle Triassic pelagic carbonates from the Dolomites (northern Italy). — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **161**, 361–380.
- BRACK, P., MUNDIL, R., OBERLI, F., MEIER, M., RIEBER, H. 1996: Biostratigraphic and radiometric age data question the Milankovitch characteristics of the Latemar cycles (Southern Alps, Italy). — *Geology* **24/4**, 371–375.
- BRACK, P., RIEBER, H., URLICHS, M. 1999: Pelagic successions in the Southern Alps and their correlation with the Germanic Middle Triassic. — *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie* **I/7–8**, 853–876.
- BRACK, P., RIEBER, H., NICORA, A. 2003: A proposal for the GSSP at the base of the Curionii Zone in the Bagolino section (Southern Alps, Northern Italy). The Stratigraphic Section and Point (GSSP) of the base of the Ladinian Stage (Middle Triassic). — *Albertiana* **28**, 13–25.
- BRACK, P., RIEBER, H., NICORA, A., MUNDIL, R. 2005: The Global boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Ladinian Stage (Middle Triassic) at Bagolino (Southern Alps, Northern Italy) and its implications for the Triassic time scale. — *Episodes* **28/4**, 13–25.
- BRANDNER, R. 1984: Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der NW-Tethys. — *Jahrbuch Geologischen Bundesanstalt* **126**, 435–475.
- BRANDNER, R. 1991: Geological setting and Stratigraphy of the Schlern-Rosengarten buildup and Seiser Alm Basin. (In Brandner, R., Flügel, E., Koch, R., Yose, L.A.: The Northern Margin of the Schlern/Sciliar–Rosengarten/Catinaccio Platform). — Guidebook Excursion A, Dolomieu Conference on Carbonate Platform and Dolomitization, Ortisei, 1–16.
- BRANDNER, R., RESCH, W. 1981: Reef development in the Middle Triassic (Ladinian and Cordevolian) of the Northern Limestone Alps near Innsbruck, Austria. — *SEPM Special Publication* **30**, 203–231.

- BROGLIO LORIGA, C., GÓCZÁN, F., HAAS, J., LENNER, K., NERI, C., ORAVECZ-SCHEFFER, A., POSENATO R., SZABÓ, I. & TÓTH MAKK Á. 1990: The Lower Triassic sequences of the Dolomites (Italy) and Transdanubian Mid-Mountains (Hungary) and their correlation. — *Memorie Scienze Geologiche* **42**, 41–103.
- BUDAI T. 1988: A Balaton-felvidék földtani viszonyai Dörgicse és Balatonudvari között. — *Kézirat*. PhD értekezés, Országos Földtani Szakkönyvtár.
- BUDAI T. 1989: Balatonfüred, Száka hegy (Füredi Mészke Formáció). — Magyarország geológiai alapszelvényei. Földtani Intézet kiadványa
- BUDAI T. 1991: Újabb adatok Felsőörs környékének geológiai felépítéséről. — *Földtani Intézet Évi Jelentés* **1989**, 17–33.
- BUDAI, T. 1992: Middle Triassic formations of the Balaton Highland and of the Southern Alps. Stratigraphic correlation. — *Acta Geologica Hungarica* **35/3**, 217–236.
- BUDAI T. 1993: Megyehegyi Dolomit Formáció, Tagyoni Mészke Formáció, Felsőörsi Mészke Formáció, Buchensteini Formáció, Füredi Mészke Formáció. — In HAAS J. (szerk.): Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Triász. Földt. Int. kiadv.
- BUDAI, T. 2003: Sequence stratigraphy [of the Pelsonian Stage of the Balaton Highland]. — In VÖRÖS, A. (ed.): The Pelsonian Substage at the Balaton Highland (Middle Triassic, Hungary). — *Geologica Hungarica series Palaeontologica* **55**, 40–41.
- BUDAI T. 2004: Középső-triász medencefáciesek és vulkanitok a Zsámbéki-medencében [Middle Triassic basin facies and volcanites in the Zsámbék Basin, Transdanubian Range, Hungary]. — *Földtani Intézet Évi Jelentése* **2002**, 189–194.
- BUDAI T., CSILLAG G. 1998: A Balaton-felvidék középső részének földtana [Geology of the central part of the Balaton Highland (Transdanubian Range, Hungary)]. — *A Bakony természettudományi kutatásának eredményei* **22**, 118 p.
- BUDAI T., DOSZTÁLY L. 1990: A Balaton-felvidéki ladini képződmények rétegtani problémái [Stratigraphic problems associated with the Ladinian formations in the Balaton Highland]. — *Földtani Intézet Évi Jelentés* **1988/1**, 61–79.
- BUDAI, T., HAAS, J. 1997: Triassic sequence stratigraphy of the Balaton Highland, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **40/3**, 307–335.
- BUDAI T., VÖRÖS A. 1988: Balaton felvidék, Aszófő, Farkó kő (Megyehegyi Dolomit Formáció, Felsőörsi Mészke Formáció). — Magyarország geológiai alapszelvényei. Földtani Intézet kiadványa
- BUDAI T., VÖRÖS A. 1989: Balaton felvidék, Vörösberény, Megyehegy (Megyehegyi Dolomit Formáció). — Magyarország geológiai alapszelvényei. Földtani Intézet kiadványa
- BUDAI T., VÖRÖS A. 1991: Balaton felvidék, Szentantalfa (Tagyoni Mészke Formáció, Buchensteini Formáció). — Magyarország geológiai alapszelvényei. Földtani Intézet kiadványa
- BUDAI, T., VÖRÖS, A. 1992: Middle Triassic history of the Balaton Highland: extensional tectonics and basin evolution. — *Acta Geologica Hungarica* **35/3**, 237–250.
- BUDAI, T., VÖRÖS, A. 1993a: The Triassic of the Balaton Highland (Hungary). — In GAETANI M. (ed.): Anisian/Ladinian boundary field workshop Southern Alps- Balaton Highlands, 27 June - 4 July, Field-guide book. I.U.G.S. Subcommission of Triassic Stratigraphy, 118 p.
- BUDAI, T., VÖRÖS, A. 1993b: The Middle Triassic events of the Transdanubian Central Range in the frame of the Alpine evolution. — *Acta Geologica Hungarica* **36/1**, 3–13.

- BUDAI, T., VÖRÖS, A. 2003a: Geological setting [of the Balaton Highland]. — In VÖRÖS, A. (ed.): The Pelsonian Substage at the Balaton Highland (Middle Triassic, Hungary). — *Geologica Hungarica series Palaeontologica* **55**, 9–11.
- BUDAI, T., VÖRÖS, A. 2003b: The Pelsonian basin evolution [of the Balaton Highland]. — In VÖRÖS, A. (ed.): The Pelsonian Substage at the Balaton Highland (Middle Triassic, Hungary). — *Geologica Hungarica series Palaeontologica* **55**, 45–46.
- BUDAI, T., VÖRÖS, A. (in prep.): Middle Triassic platform and basin evolution of the Southern Bakony Mountains (Transdanubian Range, Hungary). — *Rivista Italiana Paleontologica Stratigrafia*
- BUDAI T., CSÁSZÁR G., HORVÁTH I. 1985: Jelentés a Buchensteini Formáció inotai szelvényének vizsgálatáról. — *Kézirat*. Országos Földtani Geofizikai Adattár, Budapest.
- BUDAI T., VÖRÖS A., CSILLAG G., DOSZTÁLY L. 1991: Balaton-felvidék, Mencshely, Cser-tető (Felsőörsi Mészke Formáció, Buchensteini Formáció). — Magyarország geológiai alapszelvényei. Földtani Intézet kiadványa
- BUDAI, T., LELKES, GY., PIROS, O. 1993: Evolution of Middle Triassic shallow marine carbonates in the Balaton Highland (Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* **36/1**, 145–165.
- BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L., MAJOROS GY. 1999: A Balaton-felvidék földtana. Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50 000 [*Geology of the Balaton Highland. Explanation to the Geological Map of the Balaton Highland, 1:50 000*]. — *Földtani Intézet Alkalmi Kiadvány* **197**, 257 p.
- BUDAI T., CSILLAG G., VÖRÖS A., DOSZTÁLY L. 2001a: Középső- és késő-triász platform- és medencefáciesek a Veszprémi-fennsíkon [*Middle to Late Triassic platform and basin facies of the Veszprém Plateau (Transdanubian Range, Hungary)*]. — *Földtani Közöny* **131/1–2**, 37–70.
- BUDAI T., CSILLAG G., VÖRÖS A., LELKES GY. 2001b: Középső- és késő-triász platform- és medencefáciesek a Keleti-Bakonyban [*Middle to Late Triassic platform and basin facies of the Eastern Bakony Mts. (Transdanubian Range, Hungary)*]. — *Földtani Közöny* **131/1–2**, 71–95.
- BUDAI, T., NÉMETH, K., MARTIN, U., PIROS, O. 2004: Subaqueous volcanoclastic successions in the Middle Triassic of western Hungary. — In NÉMETH, K., MARTIN, U., GOTH, K., LEXA, J. (eds): Abstract Volume of the Second International Maar Conference, *Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary* **203**, p. 46.
- BUDAI T., NÉMETH K., PIROS O. 2005: Középső-triász platformkarbonátok és vulkanitok vizsgálata a Latemar környékén (Dolomitok, Olaszország) [*Middle Triassic platform carbonates and volcanites in the Latemar area (Dolomites, Italy)*]. — *Földtani Intézet Évi Jelentése* **2004**, 175–188.
- CASTELLARIN, A., LUCCHINI, F., ROSSI, P.L., SIMBOLI, G., BOSELLINI, A., SOMMAVILLA, E. 1980: Middle Triassic magmatism in the Southern Alps II.: A geodynamic model. — *Rivista Italiana Paleontologia Stratigrafia* **85/3–4**, 1111–1124.
- CASTELLARIN, A., ROSSI, P.M.L. 1981: The Southern Alps: an aborted Middle Triassic mountain chain? — *Eclogae geologicae Helvetiae* **74/2**, 313–316.
- CASTELLARIN, A., LUCCHINI, F., ROSSI, P.L., SELLI, L., SIMBOLI, G. 1985: L'evento compressivo Medio Triassico nelle Alpi Meridionali realta o fantasia? — *Memorie Societa Geologica Italiana* **30**, 235–244.
- CASTELLARIN, A., LUCCHINI, F., ROSSI, P.L., SELLI, L., SIMBOLI, G. 1988: The Middle Triassic magmatic- tectonic arc development in the Southern Alps. — *Tectonophysics* **146**, 79–89.

- CROS, P., SZABÓ, I. 1984: Comparison of the Triassic volcanogenic formations in Hungary and in the Alps. Paleogeographic criteria. — *Acta Geologica Hungarica* **27/3–4**, 265–276.
- D'ARGENIO, B., MINDSZENTY, A. 1995: Bauxites and related paleokarst: Tectonic and climatic event markers at regional unconformities. — *Eclogae geologicae Helveticae* **88/3**, 453–499.
- DE ZANCHE, V., FARABEGOLI, E. 1988: Anisian paleogeographic evolution in the central western Southern Alps. — *Memorie Scienze Geologiche* **40**, 399–411.
- DE ZANCHE, V., GIANOLLA, P. 1995: Buchenstein – Ladinian – Reitzei Zone: a more than a centennial misunderstanding. — *Albertiana* **15**, 75–81.
- DE ZANCHE, V., GIANOLLA, P., MIETTO, P., SIORPAES, CH., VAIL, P. 1993: Triassic sequence stratigraphy in the Dolomites (Italy). — *Memorie Scienze Geologiche* **45**, 1–27.
- DE ZANCHE, V., GIANOLLA, P., MANFRIN, S., MIETTO, P., ROGHI, G. 1995: A Middle Triassic back-stepping carbonate platform in the Dolomites (Italy): sequence stratigraphy and biochronostratigraphy. — *Memorie Scienze Geologiche* **47**, 135–155.
- DOGLIONI, C. 1984: Triassic Diapiric Structures in the Central Dolomites (Northern Italy). — *Eclogae Geologicae Helveticae* **77**, 261–285.
- DOGLIONI, C. 1987: Tectonics of the Dolomites (Southern Alps, Northern Italy). — *Journal Structural Geology* **9/2**, 181–193.
- DOGLIONI, C. 1988: Examples of strike-slip tectonics on platform–basin margins. — *Tectonophysics* **156**, 293–302.
- DOGLIONI, C., NERI, C. 1988: Anisian tectonics in the Passo Rolle Area. — *Rend. Soc. Geol. Ital.* **11**, 197–204.
- DOGLIONI, C., BOSELLINI, A., VAIL, P.R. 1990: Stratal patterns: a proposal of classification and examples from the Dolomites. — *Basin Research* **2**, 83–95.
- DOSZTÁLY, L. 1993: The Anisian/Ladinian and Ladinian/Carnian boundaries in the Balaton Highland based on Radiolarians. — *Acta Geologica Hungarica* **36/1**, 59–72.
- DOSZTÁLY, L. 1997: Észak-magyarországi mezozoos radiolária vizsgálatok. — *Kézirat* (PhD értekezés). Országos Földtani és Geofizikai Adattár
- EGENHOFF, S., PETERHÄNSEL, A., BECHSTÄDT, TH., ZÜHLKE, R., GRÖTSCH, J. 1999: Facies architecture of an isolated carbonate platform: tracing the cycles of the Latemár (Middle Triassic, northern Italy). — *Sedimentology* **46**, 893–912.
- EMMERICH, A., ZAMPARELLI, V., BECHSTÄDT, TH., ZÜHLKE, R. 2005: The reefal margin and slope of a Middle Triassic carbonate platform: the Latemar (Dolomites, Italy). — *Facies* **50**, 573–614.
- ESTEBAN, M., KLAPPA, C.F. 1983: Subaral exposure environment. — In Scholle et al. eds.: Carbonate depositional environments, *AAPG Memoir* **33**, 54 p.
- FARABEGOLI, E., GUASTI, M. 1980: Anisian litostratigraphy and paleogeography of M. Rite (Cadore, Southeastern Dolomites). — *Rivista Italiana Paleontologia Stratigrafia* **85/3–4**, 909–930.
- FARABEGOLI, E., LEVANTI, D., PERRI, M.C., VENERI, P. 1984: M. Bivera Formation: an atypical Middle Triassic "Rosso ammonitico" facies from Southern Alps (Italy). — *Giornale Geologia* **46/2**, 33–46.
- FLÜGEL, E. 1982: Evolution of Triassic Reefs: Current concepts and problems. — *Facies* **6**, 297–328.
- FLÜGEL, E. 2002. Triassic reef patterns. — In KIESSLING, W., FLÜGEL, E., GOLONKA, J. eds: Phanerozoic reef patterns. *SEPM Special Publication* **72**, 391–463.

- FOIS, E. 1982: The Sass da Putia carbonate buildup (Western Dolomites): biofacies succession and margin development during the Ladinian. — *Rivista Italiana Paleontologia Stratigrafia* **87**, 909–930.
- FOIS, E., GAETANI, M. 1981: The northern margin of the Civetta buildup. Evolution during the Ladinian and the Carnian. — *Rivista Italiana Paleontologia Stratigrafia* **86**, 565–598.
- FOIS, E., GAETANI, M. 1984: The recovery of reef-building communities and the role of cnidarians in carbonate sequences of the Middle Triassic (Anisian) in the Italian Dolomites. — *Paleontographica Americana* **54**, 191–200.
- GAETANI, M., GORZA, M. 1989: The Anisian (Middle Triassic) carbonate bank of Camorelli (Lombardy, Southern Alps). — *Facies* **21**, 41–56.
- GAETANI, M., FOIS, E., JADOUL, F., NICORA, A. 1981: Nature and evolution of Middle Triassic carbonate buildups in the Dolomites (Italy). — *Marine Geology* **44/1–2**, 25–57.
- GAETANI, M., GNACCOLINI, M., JADOUL, F., GARZANTI, E. 1998: Multiorde sequence stratigraphy in the Triassic system of the western Southern Alps. — In: Mesozoic-Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, *SEPM Special Publication* **60**, 701–717.
- GALÁCZ, A., HORVÁTH, F. VÖRÖS, A. 1985: Sedimentary and structural evolution of the Bakony Mountains (Transdanubian Central Range, Hungary): paleogeographic implications. — *Acta Geologica Hungarica* **28**, 85–100.
- GARZANTI, E. 1985: The sandstones memory of the evolution of a Triassic volcanic arc in the Southern Alps, Italy. — *Sedimentology* **32**, 423–433.
- GIANOLLA, P., JACQUIN, T. 1998: Triassic sequence stratigraphic framework of Western European basins. — *SEPM Special Publication* **60**, 647–654.
- GIANOLLA, P., DE ZANCHE, V., MIETTO, P. 1998: Triassic sequence stratigraphy in the Southern Alps (Northern Italy): definition of sequences and basin evolution. — In: Mesozoic-Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, *SEPM Special Publication* **60**, 723–751.
- GÓCZÁN, F., ORAVECZ-SCHEFFER, A. 1993: The Anisian/Ladinian boundary in the Transdanubian Central Range based on palynomorphs and foraminifers. — *Acta Geologica Hungarica* **36/1**, 73–143.
- GOLDHAMMER, R.K., DUNN, P.A., HARDIE, L.A. 1987: High frequency glacio-eustatic sea level oscillation with Milankovitch characteristics recorder in Middle Triassic carbonates in northern Italy. — *American Journal of Science* **287**, 853–892.
- GOLDHAMMER, R.K., DUNN, P.A., HARDIE, L.A. 1990: Depositional cycles, composite sea level changes, cycle stacking patterns, and the hierarchy of stratigraphic forcing. Examples from the Alpine Triassic platform carbonates. — *Geological Society of America Bulletin* **102**, 535–562.
- GORICAN, S., HALAMIC, J., GRGASOVIC, T., KOLAR-JURKOVSEK, T. 2005: Stratigraphic evolution of Triassic arc-backarc system in northwestern Croatia. — *Bull. Soc. Géol. France* **176/1**, pp. 3–22.
- HAAS J. 1993: Budaörsi Dolomit Formáció. — In HAAS J. (szerk.): Magyarország litosztratiográfiai alapegységei. Triász. Földt. Int. kiadv.
- HAAS J. 1998: Karbonátszedimentológia. — ELTE Eötvös Kiadó, 147 p., Budapest
- HAAS, J., BUDAI, T. 1995: Upper Permian–Triassic facies zones in the Transdanubian Range. — *Rivista Italiana Paleontologia Stratigrafia* **101/3**, 249–266.
- HAAS, J., BUDAI, T. 1999: Triassic sequence stratigraphy of the Transdanubian Range, Hungary. — *Geologica Carpathica* **50/6**, 459–475.



- HAAS J., BUDAI T. 2004: Dunántúli-középhegységi egység. — In HAAS J., BUDAI T., HIPS K. HORVÁTH Á. (szerk.) 2004: Magyarország geológiája. Triász. ELTE Eötvös Kiadó, 25–124.
- HAAS J., SZABÓ I., ORAVECZNÉ SCHEFFER A., LELKES GY., KOVÁCS S., KOZUR H. & IVANCICS J. 1986: Balatonfelvidék, Felsőörs. — Magyarország geológiai alapszelvényei, Földt. Int. kiadv.
- HAAS, J., KOVÁCS, S., KRYSTYN, L., LEIN, R. 1995: Significance of Late Permian-Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine-North Pannonian domain. — *Tectonophysics* **242**, 19–40, Amsterdam.
- HAAS J., BUDAI T., DOSZTÁLY L., ORAVECZNÉ SCHEFFER A., TARDYNÉ FILÁCS E. 2000: A “Budaörsi platform” (felső-ladin–alsó-karni) előtéri lejtőfáciése Veszprém környékén. A Berekhegyi Mésző hajmáskéri alapszelvényének vizsgálata [*Upper Ladinian–Lower Carnian platform–slope facies in the Veszprém area, Transdanubian Range, Hungary*]. — *Földtani Közlöny* **130/4**, 725–758.
- HAAS J., BUDAI T., HIPS K., KONRÁD GY., TÖRÖK Á. 2002: Magyarországi triász faciesterületek szekvencia-rétegtani elemzése [*Sequence stratigraphy of Triassic facies areas in Hungary*]. — *Földtani Közlöny* **132/1**, 17–43.
- HANNIBAL, J., BUDAI, T., MÜLLER, P. 2003: Deepwater Tanaidacea (Crustacea: Neotanaididae) from the Ladinian (Middle Triassic) of Hungary. — Geological Society of America, North-Central Section 37th Annual Meeting (March 24–25, 2003), Session No. 22: Fossils as Paleobathymetric and Paleocurrent Indicators, Kansas City
- HAQ, B.U. 1991: Sequence stratigraphy, sea-level change, and significance for the deep sea. — *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.* **12**, 3–39.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J., VAIL, P.R. 1988: Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. — In WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.St.C., POSAMENTIER, H., ROSS C.A. van WAGONER, J. (eds.): Sea-level changes: an integrated approach. *SEPM Special Publication* **42**, 71–108.
- HARANGI, SZ., SZABÓ, CS., JÓZSA, S., SZOLDÁN, ZS., ÁRVA-SÓS, E., BALLA, M., KUBOVICS, I. 1996: Mesozoic igneous suites in Hungary: implications for genesis and tectonic setting in the northwestern part of Tethys. — *Internat. Geol. Rev.* **38**, 336–360.
- HORVÁTH, E., TARI, G. 1987: Middle Triassic volcanism in the Buda Mountains. — *Ann. Univ. Sci. Budapest. Rol. Eötvös*, sect. geol. **27**, 3–16.
- GYALOG L., HORVÁTH I. (szerk.), DARIDÁNY TICHY M., DUDKO A., ÓDOR L., BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSERNY T., CSILLAG G., KAISER M., KÓKAY J., LELKESNÉ FELVÁRI GY., LESS GY., Ó. KOVÁCS L., SELMECZI I., T. DOBOS V. 2004: A Velencei-hegység és a Balatonfő földtana. Magyarázó a Velencei-hegység földtani térképéhez (1:25 000) és a Balatonfő–Velencei-hegység mélyföldtani térképéhez (1:100 000). — *Magyarország Tájegységi Térképsorozata*, 316 p., Földtani Intézet kiadványa.
- JACQUIN, TH., VAIL, P. 1995: Shelfal accommodation as a major control on carbonate platforms. — *Boll. Soc. Géol. France* **166/4**, 423–435.
- JADOUL, F., GERVASUTTI, M., FANTINI SESTINI, N. 1992: The Middle Triassic of the Brembana Valley: preliminary study of the Esino Platform (Bergamasco Alps). — *Rivista Italiana Paleontologia Stratigrafia* **98/3**, 299–324.
- JADOUL, F., NICORA, A., ORTENZI, A., POHAR, C. 2002: Ladinian stratigraphy and paleogeography of the Southern Val Canale (Pontebbano–Tarvisiano, Julian Alps, Italy). — *Memorie Società Geologica Italiana* **57**, 29–43.
- KENDALL, G. ST. C., SCHLAGER, W. 1981: Carbonate and relative change in sea level. — *Marine Geology* **44/1–2**, 181–212.

- KISS J., VIRÁGH K. 1959: Urántartalmú foszfátos kőzet a balatonfelvidéki (Pécsely) triász összletben. — *Földtani Közlöny* **89**, 85–97.
- KORPÁS, L. 1999: Paleokarst studies in Hungary. — *Occasional Papers Geol. Inst. Hung.* **195**, 139 p.
- KÁZMÉR, M., KOVÁCS, S. 1985: Permian–Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric–Periadriatic lineament system: Evidence for continental escape of the Bakony–Drauzug Unit. — *Acta Geologica Hungarica* **28/1–2**, 71–84.
- KOVÁCS, S. 1993a: Conodont biostratigraphy of the Anisian/Ladinian boundary interval in the Balaton Highland, Hungary and its significance in the definition of the boundary (Preliminary report). — *Acta Geologica Hungarica* **36/1**, 39–57.
- KOVÁCS, S. 1993b: Conodonts of stratigraphical importance from the Anisian/Ladinian boundary interval of the Balaton Highland, Hungary. — *Rivista Italiana Paleontologia Stratigrafia* **99/4**, 473–514.
- KOVÁCS, S., NICORA, A., SZABÓ, I., BALINI, M. 1990: Conodont biostratigraphy of Anisian/Ladinian boundary sections in the Balaton Upland (Hungary) and in the Southern Alps (Italy). — *Courier Forsch. Inst. Senckenberg* **118**, 171–195.
- KOVÁCS, S., KRYSTYN, L., SZABÓ, I., DOSZTÁLY, L., BUDAI, T. 1991: The Ladinian/Carnian boundary in the Balaton Upland, Hungary. — Symposium on Triassic Stratigraphy, Abstract, p. 39, Lausanne
- KOVÁCS, S., DOSZTÁLY, L., GÓCZÁN, F., ORAVECZ-SCHEFFER, A., BUDAI, T. 1994: The Anisian/Ladinian boundary in the Balaton Highland, Hungary — a complex microbiostratigraphic approach. — *Albertiana* **14**, 53–64.
- KUBOVICS, I. 1985: Mesozoic magmatism of the Transdanubian Mid-Mountains. — *Acta Geologica Hungarica* **28/3–4**, 141–164.
- LACZKÓ D. 1911: Veszprém városának és tágabb környékének geológiai leírása. — *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei* **1/1**, Geol. Függ. I., 1–190.
- LÓCZY L. id. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. — *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei* **1/1**, 617 p.
- LEONARDI, P. (ed.) 1968: Le Dolomiti, geologia dei monti tra Isarco e Piave. — Rovereto, 1019 p.
- MAJOROS, GY. 1980: A permii üledékképződés problémái a Dunántúli Középhegységben. Egy ösföldrajzi modell és néhány következtetés. — *Földtani Közlöny* **110/3–4**, 323–341.
- MÁRTON, E., BUDAI, T., HAAS, J., KOVÁCS, S., SZABÓ, I., VÖRÖS, A. 1997: Magnetostratigraphy and biostratigraphy of the Anisian-Ladinian boundary section Felsőörs (Balaton Highland, Hungary). — *Albertiana* **20**, 50–57.
- MAURER, F. 2000: Growth mode of Middle Triassic carbonate platforms in the Western Dolomites (Southern Alps, Italy). — *Sedimentary Geology* **134**, 275–286.
- MAURER, F. 2003: Bedding rhythms in Triassic basins of the Southern Alps. — Vrije Universiteit, Amsterdam, 132 p.
- MAURER, F., SCHLAGER, W. 2003: Lateral variations in sediment composition and bedding in Middle Triassic interplatform basins (Buchenstein Formation, southern Alps, Italy). — *Sedimentology* **50**, 1–22.
- MIETTO, P., MANFRIN, S. 1995: A high resolution Middle Triassic ammonoid standard scale in the Tethys Realm. A preliminary report. — *Bull. Soc. Géol. France* **1995/5**, 539–563.

- MIETTO, P., MANFRIN, S., Preto, N., Gianolla, P., Krystyn, L., Roghi, G. 2003: GSSP at the base of the Avisianum Subzone (FAD of *Aplococeras avisianum*) in the Bagolino section (Southern Alps, NE Italy). Proposal of the Global Stratigraphic Section and Point (GSSP) for the base of the Ladinian Stage (Middle Triassic). — *Albertiana* **28**, 26–34.
- MOJSISOVICS, E. von 1879: Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien: Beiträge zur Bildungsgeschichte der Alpen. — Hölder, A., Vienna, 551 p.
- MONOSTORI, M. 1995: Environmental significance of the Anisian Ostracoda fauna from the Forrás Hill near Felsőörs (Balaton Highland, Transdanubia, Hungary). — *Acta Geologica Hungarica*, **39/1**, 37–56.
- MUNDIL, R., ZÜHLKE, R., BECHSTÄDT, TH., PETERHÄNSEL, A., EGENHOFF, S., OBERLI, F., MEIER, M., BRACK, P., RIEBER, H. 2003: Cyclicities in Triassic platform carbonates: synchronizing radio-isotopic and orbital clocks. — *Terra Nova* **15/2**, 81–87.
- ORAVECZ J. 1963: A Dunántúli középhegység felsőtriász képződményeinek rétegtani- és fácieskérdései. — *Földtani Közlöny* **93/1**, 63–73.
- ORAVECZ J., VÉGNÉ NEUBRANDT E. 1961: A Vértes- és a Bakony-hegységi triász rétegtani és szerkezeti kapcsolata. — *Földtani Közlöny* **91/2**, 162–172.
- ORAVECZNÉ SCHEFFER, A. 1980: Középsőtriász mikrobiotáfiesek a Szentantalfa-1. sz. fúrás rétegsorában. — *Földtani Intézet Évi Jelentése* **1978**, 205–231.
- ORAVECZ-SCHEFFER, A. 1987: Triassic foraminifers of the Transdanubian Central Range. — *Geologica Hungarica series Palaeontologica* **50**, 331 p.
- PÁLFY J. 1986: Balaton-felvidéki középső-triász brachiopoda faunák vizsgálata. — *Őslénytani Viták* **33**, 3–52.
- PÁLFY, J. 1991: Paleoecological significance of Anisian (Middle Triassic) brachiopod assemblages from the Balaton Highland, Hungary. — In MACKINNON, D.I., LEE, D.E., CAMPBELL, J. D. (eds.): *Brachiopods through Time*, 241–246.
- PÁLFY J. 1992: Anizuszi (középső triász) brachiopoda paleobiogeográfia az alp-kárpáti térségben. — *Őslénytani Viták* **38**, 59–69.
- PÁLFY, J. 1994: Paleoecological, biostratigraphic and paleobiogeographic fingerprints of brachiopod faunas: case studies from the Anisian of Hungary. — In GUÉX, J., BAUD, A. (eds.): *Recent Developments on Triassic Stratigraphy*, Mémoires de Géologie (Lausanne) **22**, 115–120.
- PÁLFY, J. 2003: The Pelsonian Brachiopod Fauna of the Balaton Highland. — In VÖRÖS, A. (ed.): *The Pelsonian Substage at the Balaton Highland (Middle Triassic, Hungary)*. *Geologica Hungarica series Palaeontologica* **55**, 139–158.
- PÁLFY, J., PARRISH, R. R., DAVID, K., VÖRÖS, A. 2003: Middle Triassic integrated U-Pb geochronology and ammonoid biochronology from the Balaton Highland (Hungary). — *Journal of the Geological Society (London)* **160**, 271–284.
- PIROS, O. 2003: The Pelsonian Dasycladales of the Balaton Highland. — In VÖRÖS, A. (ed.): *The Pelsonian Substage at the Balaton Highland (Middle Triassic, Hungary)*. *Geologica Hungarica series Palaeontologica* **55**, 53–69.
- PIROS, O., PRETO, N. 2003: A tentative correlation of Dasycladacean biozones with Ammonoid standard zones in the Anisian–Ladinian Latemar succession, Italy. — Triassic Geochronology and Cyclostratigraphy field symposium St. Christina/Val Gardena, Dolomites, Italy, September 2003, *Abstracts* p. 47.

- PIROS, O., PAVLIK, W., BRYDA, G., KRYSZYN, L., MOSER, M., KREUSS, O. 2002: The Anisian–Carnian dasycladacean biostratigraphy and an attempt for platform and basin correlation. — In PIROS (ed.): I.U.G.S. Subcommission on Triassic Stratigraphy. STS/IGCP 467 Field Meeting, Veszprém, Hungary, 5–8. September, 56–58.
- PISA, G., FARABEGOLI, E. & OTT, E. 1978: Stratigrafia e paleogeografia dei terreni anisici della conca di Agordo a dell’alta Val di Zoldo (Dolomiti sudorientali). — *Memorie Societa Geologica Italiana* **18**, 63–92.
- PISA, G., CASTELLARIN, A., LUCCHINI, F., ROSSI, P. L., SIMBOLI, G., BOSELLINI, A., SOMMAVILLA, E. 1980: Middle Triassic magmatism in the Southern Alps. I.: A review of general data in the Dolomites. — *Rivista Italiana Paleontologia Stratigrafia* **85/3–4**, 1093–1110.
- RAINCSÁK GY. 1980: A Várpalota–Iszkaszentgyörgy közötti triász vonulat szerkezete és földtani felépítése. — *Földtani Intézet Évi Jelentése* **1978**, 187–196.
- RAVASZ, CS. 1973: Mineralogical Petrographical studies on Middle Triassic tuffs on the Transdanubian Central Mountains, Hungary. — *Acta Min.-Petr. Szeged.* **21/1**, 123–139.
- RICHTHOFEN, F. von 1860: Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, Sanct Cassian und der Seisser Alpe in Süd-Tirol. — Gotha, 327 p.
- RÜFFER, TH., ZÜHLKE, R. 1995: Sequence stratigraphy and sea-level changes in the Early to Middle Triassic of the Alps: a global comparison. — In HAQ (ed.): Sequence stratigraphy and depositional response to eustatic, tectonic and climatic forcing, 161–207.
- RÜFFER TH., ZAMPARELLI V. 1997: Facies and biota of Anisian to Carnian carbonate platforms in the Northern Calcareous Alps (Tyrol and Bavaria). — *Facies* **35**, 115–136.
- SARG, J.F. 1988: Carbonate sequence stratigraphy. — In Lidz, B.H. (ed.): Sea level change — an integrated approach. *SEPM Special Publication* **42**, 155–182.
- SCHLAGER, W. 1991: Depositional bias and environmental change - important factors in sequence stratigraphy. — *Sedimentary Geology* **70**, 109–130, Amsterdam
- SCHLAGER, W. 1992: Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platforms. — Continuing education course notes series, AAPG 34, 71 p.
- SCHLAGER, W. 1999: Sequence stratigraphy of carbonate rocks. — *The Leading Edge*, 901–907.
- SCHLAGER, W. 2005: Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy. — *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology* **8**, 200 p.
- SENOWBARI-DARYAN, B., ZÜHLKE, R., BECHSTÄDT, TH., FLÜGEL, E. 1993: Anisian (Middle Triassic) Buildups of the Northern Dolomites (Italy): The Recovery of Reef Communities after the Permian/Triassic Crisis. — *Facies* **28**, 181–256.
- SLOMAN, L. E. 1989: Triassic shoshonites from the Dolomites, Northern Italy: alkaline rocks in a strike-slip setting. — *Journal Geophysical Research* **94**, 4655–4666.
- SMUC, A., CAR, J. 2002: Upper Ladinian to Lower Carnian sedimentary evolution in the Idrija-Cerkno Region, Western Slovenia. — *Facies* **46**, 181–256.
- SZABÓ I. 1972: Triász. — In DEÁK M. (szerk.): Magyarászó Magyarország 1:200 000-es földtani térképsorozathoz, Veszprém. Földtani Intézet kiadványa, 35–72.
- SZABÓ I. 1990: Bakony, Hajmáskér, Berekhegyi mészkő köfajtója (Berekhegyi Mészkő Formáció). — Magyarország geológiai alapszelvényei, Földt. Int. kiadv.
- SZABÓ, I., RAVASZ, CS. 1970: Investigation of the Middle Triassic volcanics of the Transdanubian Central Mountains, Hungary. — *Ann. Hist. Natur. Mus. Nat. Hung.* **62**, 31–51.

- SZABÓ, I., KOVÁCS, S., LELKES, GY. & ORAVECZ-SCHEFFER, A. 1980: Stratigraphic investigation of a Pelsonian Fassanian section at Felsőörs (Balaton Highland, Hungary). — *Rivista Italiana Paleontologia Stratigrafia* **85/3–4**, 789–806.
- SZENTE, I., VÖRÖS, A. 2003: The Pelsonian Bivalve Fauna of the Balaton Highland. — In: VÖRÖS, A. (ed.): The Pelsonian Substage at the Balaton Highland (Middle Triassic, Hungary). *Geologica Hungarica series Palaeontologica* **55**, 123–137.
- SZULC, J. 2000: Middle Triassic evolution of the northern Peri-Tethys area as influenced by early opening of the Tethys Ocean. — *Ann. Soc. Geol. Poloniae* **70**, 1–48.
- TAEGER H. 1913: A tulajdonképpeni Bakony délkeleti részének szerkezeti alapvonásai. — *Földtani Intézet Évi Jelentése* **1912**, 156–170.
- TATZREITER, F., VÖRÖS, A. 1991: Vergleich der pelsonischen (Anis, Mitteltrias) Ammonitefaunen von Grossreifling (Nördliche Kalkalpen) und Aszófő (Balaton-Gebiet). — In: *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich–Ungarn*, Wien, Teil 1: 247–259.
- TRELA, W. 2005: Condensation and phosphotization of the Middle and Upper Ordovician limestones on the Malopolska Block (Poland): Response to paleoceanographic conditions. — *Sedimentary Geology* **178**, 219–236.
- UNLAND, W. 1975: Sedimentary and diagenetic environments of the Dosso dei Morti Limestone (Lower and Middle Anisian; Italy). — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* **h.1**, 54–64.
- VECSEI, A., DURINGER, P. 2003: Sequence stratigraphy of Middle Triassic carbonates and terrigenous deposits (Muschelkalk and Lower Keuper) in the SW Germanic Basin: maximum flooding versus maximum depth in intracratonic basins. — *Sedimentary Geology* **160/1–3**, 81–105.
- VELLEDITS F. 1999: Anisusi szárazföldi üledékek az észak-bükki rétegsorokban (Az alsó-sebes-vízi alapszelvény anisusi-ladin rétegei, és a Miskolc–10. fúrás=Zsófiatorony). — *Földtani Közlöny* **129/3**, 327–361.
- VELLEDITS F. 2000: A Berva-völgytől a Hór-völgyig terjedő terület fejlődéstörténete a középső–felső-triászban. — *Földtani Közlöny* **130/1**, 49–94.
- VELLEDITS, F. 2004: Anisian terrestrial sediments in the Bükk Mountains (NE Hungary) and their role in the Triassic rifting of the Vardar–Meliata branch of the Neo-Tethys ocean. — *Rivista Italiana Paleontologia Stratigrafia* **110/3**, 659–679.
- VIEL, G. 1979: Litostratigrafia ladinica: una revisione. Ricostruzione paleogeografica e paleostrutturale dell'area Dolomitico–Cadorina (Alpi-Meridionali). I–II. — *Rivista Italiana Paleontologia Stratigrafia* **85/1**, 85–125, **85/2**, 297–352.
- VÖRÖS, A. 1987: Preliminary results from the Aszófő section (Middle Triassic, Balaton area, Hungary): a proposal for a new Anisian ammonoid subzonal scheme. — *Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica* **13**, 53–64.
- VÖRÖS A. 1992: Középső-triász (felső-anizuszi) ammonoidea paleobiogeográfia az alp-kárpáti régióban. — *Öslénytani Viták* **38**, 59–69.
- VÖRÖS, A. 1993: Redefinition of the Reitzei Zone at its type region (Balaton area, Hungary) as the basal zone of the Ladinian. — *Acta Geologica Hungarica* **36/1**, 15–31.
- VÖRÖS, A. 1995: The Anisian/Ladinian boundary: voting or consensus? — *Albertiana* **15**, 71–74.
- VÖRÖS, A. 1996: Environmental distribution and bathymetric significance of Middle Triassic ammonoid faunas from the Balaton Highland, Hungary. — *Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica* **18**, 5–17.



- VÖRÖS A. 1998: A Balaton-felvidék triász ammonoideái és biosztratigráfiája. — *Studia Naturalia* **12**, 105 p.
- VÖRÖS, A. 2001: Middle Triassic (Anisian) nautilid cephalopods from Aszófő (Balaton Highland, Hungary). — *Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica* **19**, 1–14.
- VÖRÖS, A. 2002: Paleoenvironmental distribution of some Middle Triassic ammonoid genera in the Balaton Highland (Hungary). — *Abhandlungen Geologischen Bundesanstalt* **57**, 479–490.
- VÖRÖS, A. 2003: The Pelsonian Ammonoid Fauna of the Balaton Highland. — In: VÖRÖS, A. (ed.): The Pelsonian Substage at the Balaton Highland (Middle Triassic, Hungary). *Geologica Hungarica series Palaeontologica* **55**, 71–121.
- VÖRÖS, A., BUDAI, T. 1993a: Western part of the Balaton Highlands. — In GAETANI, M. (ed.): Anisian/Ladinian boundary field workshop, Southern Alps–Balaton Highlands, 27 June–4 July 1993 (a Nemzetközi Rétegtani Bizottság Triász Albizottságának rendezvénye), 91–101.
- VÖRÖS, A., BUDAI, T. 1993b: Eastern part of the Balaton Highlands. — In GAETANI, M. (ed.): Anisian/Ladinian boundary field workshop, Southern Alps–Balaton Highlands, 27 June–4 July 1993 (a Nemzetközi Rétegtani Bizottság Triász Albizottságának rendezvénye), 103–118.
- VÖRÖS, A., PÁLFY, J. 1989: The Anisian/Ladinian boundary in the Vászoly section (Balaton Highland, Hungary). — *Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica* **14**, 17–27.
- VÖRÖS, A., PÁLFY, J. 2002: New data to the stratigraphy of the Pelsonian Substage at Kövekál (Middle Triassic, Balaton Highland, Hungary). — *Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica* **20**, 53–60.
- VÖRÖS, A., HORVÁTH, F., GALÁCZ, A. 1990: Triassic evolution of the Periadriatic margin in Hungary. — *Bollettino Società Geologica Italiana* **109**, 73–81.
- VÖRÖS, A., SZABÓ, I., KOVÁCS, S., DOSZTÁLY, L., BUDAI, T. 1991: The Anisian/Ladinian boundary problem in the Balaton area, Hungary. — Symposium on Triassic Stratigraphy, Abstract, 44–45, Lausanne.
- VÖRÖS, A., SZABÓ, I., KOVÁCS, S., DOSZTÁLY, L., BUDAI, T. 1996: The Felsőörs section: a possible stratotype for the base of the Ladinian stage. — *Albertiana*, **17**, 25–40.
- VÖRÖS A., BUDAI T., LELKES GY., MONOSTORI M., PÁLFY J. 1997: A Balaton-felvidéki középső-triász medencefejlődés rekonstrukciója üledékföldtani és paleoöklógiai vizsgálatok alapján. — *Földtani Közlemény* **127/1–2**, 145–177.
- VÖRÖS A., BUDAI T., HAAS J., KOVÁCS S., KOZUR H., PÁLFY J. 2003a: GSSP (Global Boundary Stratotype Section and Point). Proposal for the base of Ladinian (Triassic). — *Albertiana* **28**, 35–47.
- VÖRÖS, A. (ed.), BUDAI, T., LELKES, GY., KOVÁCS, S., PÁLFY, J., PIROS, O., SZABÓ, I., SZENTE, I. 2003b: The Pelsonian Substage at the Balaton Highland (Middle Triassic, Hungary). — *Geologica Hungarica series Palaeontologica* **55**, 195 p.
- YOSE, L. Y. 1991: Sequence stratigraphy of Mixed Carbonate/ Volcanoclastics Slope Deposits Flanking the Sciliar (Schlern)–Catinaccio Buildup, Dolomites, Italy. (In BRANDNER, R., FLÜGEL, E., KOCH, R., LYNDON, Y.A.: The Northern Margin of the Schlern/Sciliar–Rosengarten/Catinaccio Platform). — Guidebook Excursion A, Dolomieu Conference on Carbonate Platform and Dolomitization, Ortisei, 17–39.
- ZÜHLKE, R., BECHSTADT, TH., MUNDIL, R. 2003: Sub-Milankovitch and Milankovitch forcing on a model Mesozoic carbonate platform — the Latemar (Middle Triassic, Italy). — *Terra Nova* **15/2**, 69–80.